

平成 30 年度

修 士 論 文

汽水域の密度流現象に規定される
粒状生物の追跡シミュレーション

首都大学東京大学院

都市環境科学研究科 都市基盤環境学域

岩 本 直 弥

指導教員 教授 横山勝英

目次

第一章 序論

1-1 研究背景	1
1-2 既往の研究	
1-2-1 粒子追跡モデルの研究	3
1-2-2 筑後川，エツに関する研究	4
1-2-3 気仙沼湾， <i>A.tamarense</i> に関する研究	5
1-3 本論文の構成	6

第二章 研究方法

2-1 数値計算の方法	
2-1-1 流動モデルの内容	7
2-1-2 計算格子	10
2-1-3 初期，境界条件の設定	13
2-1-4 粒子追跡モデルの内容	14
2-2 筑後川における計算設定	
2-2-1 研究対象地	15
2-2-2 計算に用いる地形データ	19
2-2-3 格子サイズの設定	27
2-2-4 計算ケース	38
2-2-5 精度検証用データの取得	46
2-3 気仙沼湾における計算設定	
2-3-1 研究対象地	48
2-3-2 計算に用いる地形データ	51
2-3-3 格子サイズの設定	54
2-3-4 計算ケース	66
2-3-5 精度検証用データの取得	75
2-4 粒子の鉛直挙動モデルの方法	
2-4-1 密度差に起因する浮上沈降モデル	78
2-4-2 走光性に起因する鉛直挙動モデル	79

第三章 流動計算の精度検証と粒子追跡モデルの改良

3-1 筑後川における精度検証	
3-1-1 水位の計算結果	82
3-1-2 塩分の計算結果	84

3-2	気仙沼湾における精度検証	
3-2-1	水位の計算結果	89
3-2-2	流速の計算結果	90
3-3	粒子追跡モデルの改良	
3-3-1	鉛直移動量修正モデルの概要	93
3-3-2	筑後川における修正モデルの検証	95
3-3-3	気仙沼湾における修正モデルの適用	97
第四章	粒状生物の追跡モデルの感度分析	
4-1	筑後川におけるエツ卵の密度差に起因する鉛直モデル	
4-1-1	水平方向における挙動解析	99
4-1-2	鉛直方向における全期間の挙動解析	106
4-1-3	鉛直方向における一潮汐間の挙動解析	108
4-2	気仙沼湾における <i>A.tamarense</i> の走光性に起因する鉛直モデル	
4-2-1	水平方向における挙動解析	113
4-2-2	鉛直方向における挙動解析	126
4-2-3	鉛直方向における光量子の影響解析	128
第五章	結論	131
	参考文献	133
	謝辞	137

第一章 序論

1-1 研究背景

汽水域は外洋からの酸素が豊富な海水と上流域からの栄養塩が豊富な河川水が混合する場であるため、一次生産量が高く豊かな生態系が形成されている。また、流動場は海水と河川水が混合するため、河川感潮域では塩水遡上、内湾ではエスチュアリー循環などによる密度流が発生する。それにより流況は複雑化するため、汽水域の生態系は物理場の微妙なバランスのもとで成り立っている。

生態系の基盤をなすのは、植物プランクトンや生物の卵、幼生などのようにあまり能動的な挙動をしない粒状生物である。植物プランクトンは生態系の最下層に位置し、基礎生産を行う重要な役目を担っている一方、大量発生することにより赤潮や青潮、大規模な貝毒被害などを引き起こし、生態系に悪影響を及ぼすこともある。魚卵は、生存戦略の中で初期生残が重要であり、生活史における生存率は初期生残に左右される。流況が複雑な汽水域においてこれらの重要な役割を持っている粒状生物の挙動を把握し、予測することは汽水域での生態系の解明、保全において必要不可欠である。

これまで、プランクトンや魚類の卵、仔魚などの生物を対象にした輸送過程を流動の観点から解明するため、数値計算を用いて様々な研究がされてきた。海域においては、末永ら（1998）は、佐渡海峡周辺海域においてマガレイ卵、仔魚を想定した粒子の挙動を解析し、産卵場から生育場までの輸送を再現し、輸送要因を解明した。内湾においては、杉松ら（2012）は瀬戸内海においてマダイ卵を想定した浮上速度を持つ粒子の挙動を、時間を遡って解析し、マダイの産卵場を推定した。笠毛ら（2016）は、大阪湾において低次生態系・粒子追跡結合モデルを用いてカタクチシラスの挙動を再現し、シラスの生産性に寄与する要因を推定した。このように、海域や内湾において様々な研究が行われているが、河川感潮域を対象にした研究は少ない。

本研究では、汽水域における粒状生物を模擬する粒子モデルを作成し、その追跡計算を行うことで、密度流が卓越する汽水域の粒状生物の挙動を解析した。対象とする粒状生物は鉛直挙動が浮力に支配される筑後川のエツの卵、及び走光性を持つ気仙沼湾の貝毒プランクトン *Alexandrium tamarense* である。筑後川では、特産魚であるエツの漁獲量が減少しており、生態を把握するために様々な研究がされているが、流動場を考慮した研究は少ない。また、気仙沼湾では 2013 年に養殖しているホタテガイから麻痺性貝毒が検出され、漁業被害が出た。その貝毒被害を防ぐためには、原因とされている貝毒プランクトン *A.tamarense* の挙動、拡散特性を把握することが重要である。そこで、これら社会的な課題

を持つそれぞれの水域において流動モデルを構築し，流動場と密度場の詳細な検討をする
とともに，粒状生物の時空間的な挙動特性について考察した．

1-2 既往の研究

1-2-1 粒子追跡モデルの研究

三次元流動シミュレーションを用いた粒子追跡解析は海域や湾内の魚類やアサリの幼生を対象に数多く行われている。末永ら（1998）は佐渡海峡周辺海域を対象にマガレイ卵・仔魚を能動的に移動する粒子と想定した粒子を用いて数値シミュレーションを行い、マガレイ卵・仔魚の浮遊期が終わる 30 日後に着底場まで輸送されることを明らかにした。笠毛ら（2016）は、大阪湾を対象に低次生態系・粒子追跡結合モデルを用いてカタクチシラスの挙動を再現し、湾外からのシラスの加入量の変化が生産性に寄与することを示唆した。内山ら（2018）は沖縄本島沿岸域を対象にサンゴ卵・幼生を模した中立浮遊粒子を用いて三次元シミュレーションを行い、沖縄本島におけるローカルな近距離コネクティビティ形成には、本島を周回するように発達する時計回りの沿岸循環流と地形的な拘束が重要であることを示した。これらの研究は、単純行動を仮定した鉛直挙動、または鉛直挙動を行わない中立浮遊粒子を用いている。

大塚ら（2016）は東京湾を対象にアサリ幼生の遊泳能力に起因する鉛直移動と幼生の発生時殻長分布、成長速度などの個体差を考慮した鉛直移動モデルを用いて三次元浮遊シミュレーションを行い、計算がアサリ稚貝の分布を概ね再現できることを検証した。横山ら（2014）は博多湾を対象にアサリの浮遊幼生の挙動について数値シミュレーションを用いて解析した結果、出水が少ない春・秋季に生まれた幼生の着底率が高く、幼生供給の寄与が高いことを示した。藤家ら（2018）は有明海を対象に産卵日、産卵場、自律的鉛直移動、殻長成長速度を考慮した浮遊幼生挙動モデルを構築し、浮遊幼生移動経路の推定から干潟間幼生供給ネットワークを解析した結果、福岡県と熊本県は主要なアサリ浮遊幼生供給源であることを明らかにした。これらの研究は、石田ら（2005）が行ったアサリ浮遊幼生の室内実験及び鉛直分布のモデル化によって作成された式を用いている。

1-2-2 筑後川，エツに関する研究

筑後川を対象にした研究として，横山ら（2008）は感潮河道および河口干潟を対象に一潮汐間の流速，塩分等の鉛直分布に関する広域観測を実施した結果，塩水遡上形態は強混合型であり，流量は潮汐流の影響により逆流が卓越していることを示した．さらに，横山ら（2011）は感潮河道を対象に水位と塩分のモニタリングと塩分の鉛直分布を縦断的に観測した結果，感潮域上流部の塩分濃度は1～3 psuを示すが，海域の干満差が2 m以下になる長潮・若潮期には弱混合型の塩水遡上が発生して感潮域上流部の塩分濃度が15 psu以上に急上昇し，その後大潮に向かって強混合型に徐々に変化していくことを示した．松村ら（2016）は感潮域を対象に三次元流動シミュレーションを構築し，大潮期の塩水遡上の時空間的な変化を解析した結果，本川・筑後川と比べて支川・早津江川における塩水の遡上・後退運動が活発でないことを明らかにした．また，分岐合流部では上げ潮時に左岸側で下降流，右岸側で上昇流が見られ，複断面的な河道において二次流が発生していることを明らかにした．

エツに関する研究として，松井ら（1985）は人工授精したエツ卵を異なる濃度の塩水内で観察した結果，エツ卵は淡水中では沈み，1/32 海水より濃度が高いと表層に浮かぶことを明らかにした．また，流速観測を同時に行い，1/3 海水中で順調に卵内発生と生育を行い，河口域まで50時間以上を要することを明らかにした．林ら（1994）は筑後川感潮河道内でエツ卵の採集と流速観測を行った結果，エツの産卵場は河口から上流19～20 km付近，産卵時間は6月では17：30～21：30，7月では15：30～19：30，8月では14：30～18：30であることが推定された．大村ら（2012）はエツの漁獲量調査と流速と塩水遡上距離について一次元分散シミュレーションを行った結果，エツの行動と潮汐の間には相関関係があることを明らかにした．これらの研究は，採集や漁獲量調査，一地点の流速観測などの現地観測や一次元分散シミュレーションを元に行われている．しかし，一般的な河川において，流速についての研究では三次元の流動場を考慮する必要がある．特に，筑後川のように分岐合流部や複断面的な河床構造を有する河川においては，地点によって流動場の変化が大きいため，三次元的な流動場を考慮する必要があるが，そのような研究は少ない．

1-2-3 気仙沼湾, *A. tamarense* に関する研究

気仙沼湾を対象とした研究として、矢北ら（2015）は ADCP を用いた流速観測を行った結果、狭水道である大島瀬戸の西側で水深スケールの渦が形成されている可能性を示唆した。横山ら（2016）は大島瀬戸において流速と水質のモニタリングを行った結果、東湾・大島瀬戸・西湾において時計回りと反時計回りの流動が生じていると推測した。また、2014 年春季に、太平洋から東湾を通じて植物プランクトンが大量に供給されると推測した。Shibasaki ら（2018）は気仙沼湾において三次元流動シミュレーションを行い、東湾口での海水交換が西湾口に比べて活発であることを明らかにし、長期的には反時計回りの残差流が生じていることを明らかにした。

貝毒プランクトン *A. tamarense* を対象として、様々な研究がされている。石川ら（2015）は *A. tamarense* が大量発生した 2013 年に計数調査とシストの分布を調査し、震災前のシスト分布と比較した結果、2011 年の津波で底層のシストが巻き上げられ、湾奥部へと流入・堆積し、湾全体に分布していたシストが湾奥部に集積した可能性を示唆した。この集積したシストが湾奥部から湾中央部へと流出した *A. tamarense* 栄養細胞により大規模な麻痺性貝毒が発生したことを示唆した。Fauchot ら（2005）らは St. Lawrence において *A. tamarense* の分布を 2 時間おきに調査した結果、*A. tamarense* は日没前に底層へと移動し、日の出後に底層から上昇することが明らかになった。そして、鉛直挙動速度を 2 m/h、強光阻害を起こす光量子を 300 $\mu\text{mol photons/m}^2\text{s}$ と推定した。山本ら（2009）は大阪湾において *A. tamarense* の分布を調査した結果、日照条件の違いによって *A. tamarense* の鉛直分布が異なることを示唆した。

1-3 本文の構成

以上の背景のもと、本研究では、汽水域における粒状生物を模擬する粒子モデルを作成し、その追跡計算を行うことで、密度流が卓越する汽水域の粒状生物の挙動を解析した。対象とする粒状生物は鉛直挙動が浮力に支配される筑後川のエツの卵、及び走光性を持つ気仙沼湾の貝毒プランクトン *A.tamarense* とし、流動場と密度場の詳細な検討とともに、粒状生物の時空間的な挙動特性について考察した。本論文は全 5 章で構成されており、各章の概要は以下の通りである。

第 1 章は「序論」である。本研究の背景、既往の研究、本論文の構成について示している。

第 2 章は「研究方法」であり、モデルの概要、研究対象地である筑後川と気仙沼湾の概況と粒子の鉛直挙動モデルの方法について述べた。流動モデルの基礎式は、連続式と静水压近似した 3 次元 Navier-Stokes 式であり、乱流モデルは GLS 乱流クロージャーを用いた。離散化手法はコロケート格子有限体積法であり、粒子の移動は、流速の計算結果をもとに 4 次精度 Runge-Kutta 法で追跡した。粒子計算では鉛直方向の移動速度をモデル化することでそれぞれの粒状生物を模擬した。

第 3 章は「流動計算の精度検証と粒子追跡モデルの改良」について述べた。流動計算の精度検証は筑後川においては水位と塩分、気仙沼湾においては水位と流速を観測結果と比較した。また、底層の計算セルにトラップされた粒子の鉛直移動量を修正するモデル改良を行うことで、現実に近い粒子移動を再現した。

第 4 章は「粒状生物の追跡モデルの感度分析」である。密度差に起因する粒子の浮上沈降を筑後川において、走光性に起因する鉛直挙動を気仙沼湾において適用し、挙動を時空間的に解析した。

第 5 章は「結論」であり、本研究で得られた成果と今後の課題についてまとめた。

第二章 研究方法

2-1 数値計算の方法

2-1-1 流動モデルの内容

本研究で使用するモデルは、新谷（2017）が開発した **Fantom Refined** を用いた。本シミュレーターでは、支配方程式に現れる各項の役割を独立したパーツ（オブジェクト）に分担させることで、本研究で活用する局所高解像度化（**local mesh refinement: LMR**）等の複雑なアルゴリズムを柔軟に実現している。流動計算の基礎方程式は、連続式（2-1）と非圧縮とブジネスク近似、静水圧近似を施した 3 次元 **Navier-Stokes** 式（2-2）～（2-4）である。塩分濃度の輸送方程式は、式（2-5）に示す。離散化手法は、コロケート格子有限体積法であり、時間進行は 2 次精度、移流項は 3 次精度で離散化している。鉛直方向の渦粘性・渦拡散係数の算定には、一般化された 2 方程式乱流モデルである **GLS** 乱流クロージャーを用いた。この 2 方程式として多くの選択肢があるが、本計算では **K-OMEGA** と安定化係数（**Stability function**）を選択した。**GLS** 乱流クロージャーモデルの詳細については、新谷（2016）に記述されている。

干潟（**dry-wet**）の取り扱いについて、概念図（図 2-1-1）を用いて示し、以下に説明する。水位低下時には、水面位置にある鉛直セル内の水位が限界水位（以下：**limit-depth**）よりも下回った場合、1 つ下のセルと結合する。水位上昇時には、**limit-depth** を水位が下回っている場合、水面位置にある鉛直セルは 1 つ下のセルと結合されているが、水位が **limit-depth** を超えると、セルは分裂する。このように、水面位置にある鉛直セルを水面変動に伴って結合・分裂させ、水域の変化を再現した。また、鉛直方向の空間離散化には、パーシャルステップが組み込まれている。

○ 連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-1)$$

○ 基礎方程式：3次元 Navier-Stokes 式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_H \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_H \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{g}{\rho_0} (\rho_0 + \rho) \quad (2-4)$$

ρ_0 ：参照密度， $\rho_0 + \rho$ ：密度

$f (= 2\omega \sin \phi)$ ：コリオリ係数， ϕ ：緯度， ω ：角速度

ν_H ：水平方向の渦粘性係数， ν_V ：鉛直方向の渦粘性係数

○ 塩分濃度の輸送方程式

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} K_y \left(\frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_z \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (2-5)$$

C ：塩分濃度

K_x ， K_y ， K_z ：拡散係数

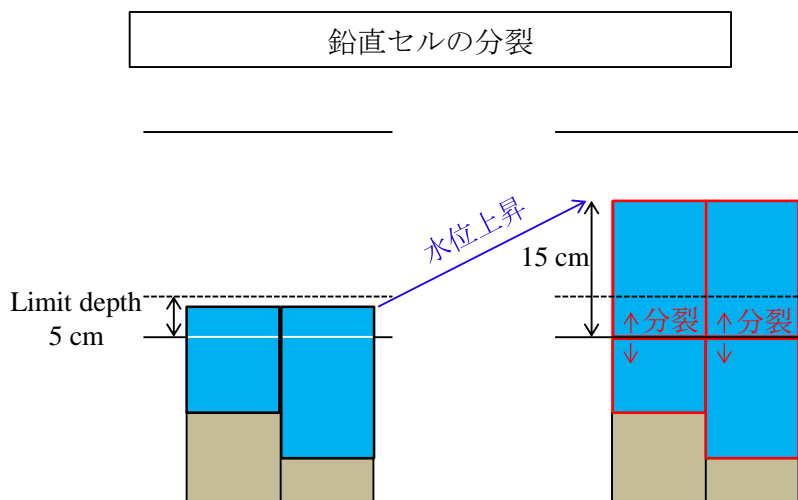
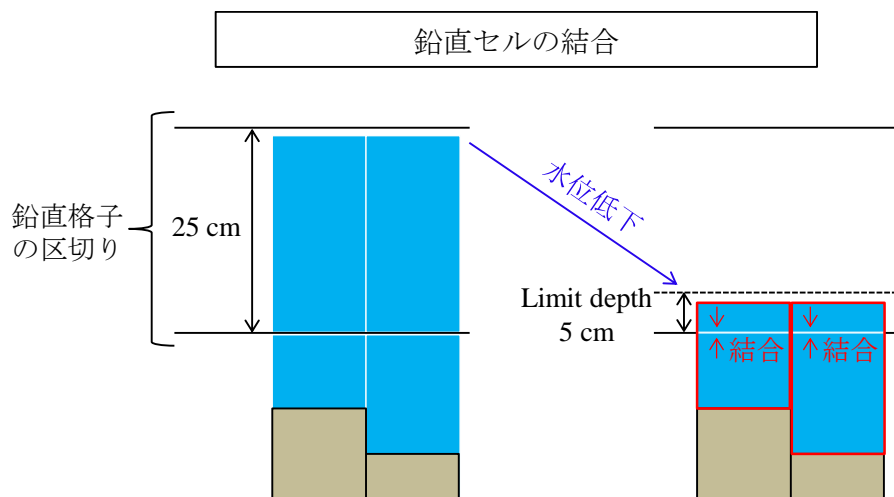


図 2-1-1 dry-wet の取り扱い

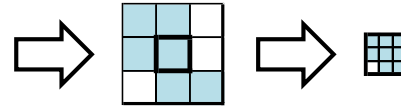
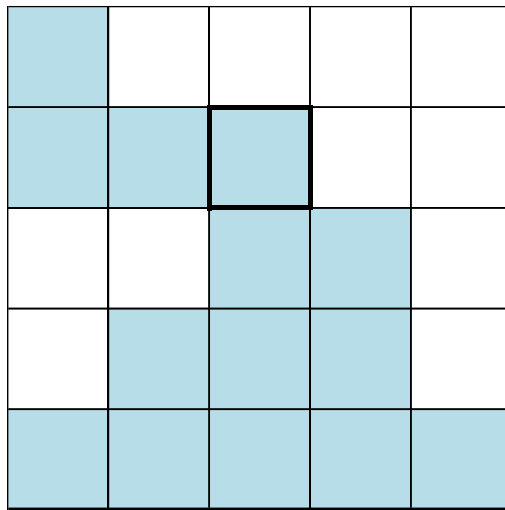
2-1-2 計算格子

従来の計算格子を扱う研究では、計算領域全体の格子サイズを均一として計算を行うか、計算後に得られた結果を境界条件として細部の計算を行うネスティング（図 2-1-2）等を利用した構造格子を改良・修正する手法が使われてきた。しかし、構造格子を拡張した多くの局所高解像度化手法（local mesh refinement : LMR）では、その設定方法が複雑であり、適用できる現象に限られる。

本モデルでは、空間をマクロに捉えるための“コンテナ”とミクロに捉える“セルコラム”の 2 段階の空間分割で柔軟な LMR を実現した。この LMR 手法について、仮想地形（40 m 正方格子地形）を用いて説明する（図 2-1-3）。次に、想定する最も低解像度の格子を考える。図 2-2-3 では、最低格子サイズを 1,280 m（40 m × 32 セル）としている。この最低解像度格子がコンテナであり、各コンテナに指定するセルコラムの個数（分割数）を変化させることで局所的な水平解像度を調整できる。

局所高解像度化は、X、Y 方向の分割数を指定することで実現する。コンテナ内の分割数は任意であるが、コンテナサイズが 2^n となっていれば、 $n+1$ 段階解像度を変化させることができる。例えば、仮想地形のように、コンテナ内の X 方向に $2^5=32$ 個の地形データを含んでいる場合、X 方向の分割数を 1, 2, 4, 8, 16, 32 と 6 段階変更することが可能である。分割数 1 の場合、格子サイズは 1280 m と最低解像度になる。分割数 32 の場合、格子サイズは 40 m と最高解像度になる。この方法を用いて計算グリッドを作成する手順を図 2-1-4 に示す。地形データ（図 2-1-4 (a)）と X 方向のコンテナ分割データ（図 2-1-4 (b)）、Y 方向のコンテナ分割データ（図 2-1-4 (c)）によって、コンテナごとに解像度を変化させた計算グリッド（図 2-1-4 (d)）を生成することができる。

以上のように、本モデルで使用する LMR のメリットは、対象領域の地形データ（最高解像度データ）とコンテナデータ（最低解像度格子）を用意し、高解像度化したい領域のコンテナに分割数を指定することで、柔軟に解像度を調節することが可能になる。



② 小領域を細かい格子に分けて計算.
粗い格子の計算結果が引き継がれる.

① 大領域を粗い格子に分けて計算

図 2-1-2 ネスティング手法

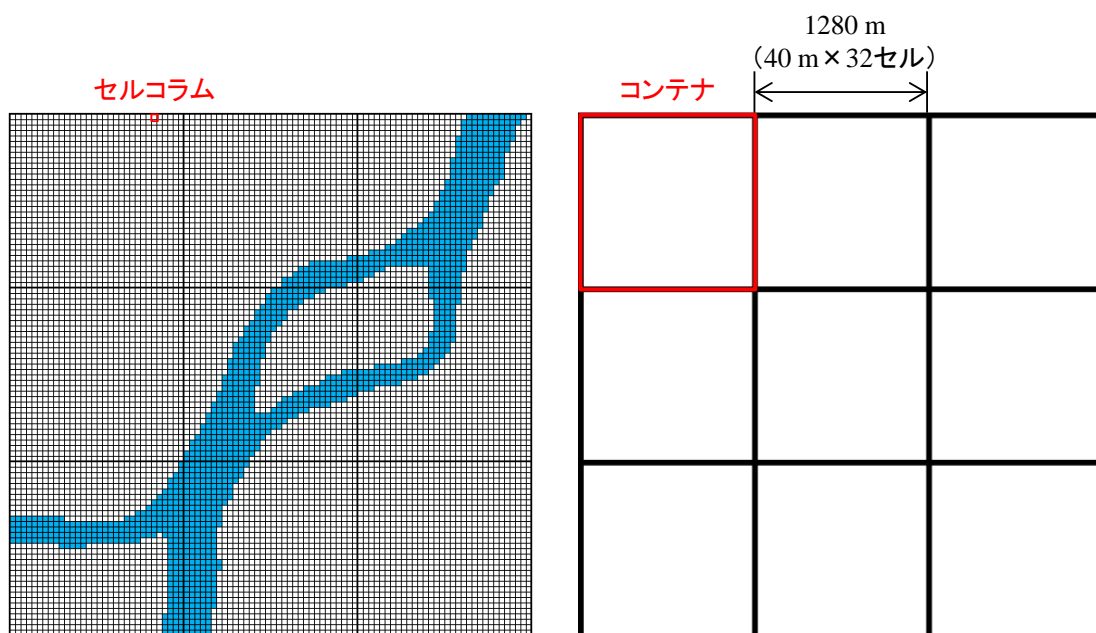
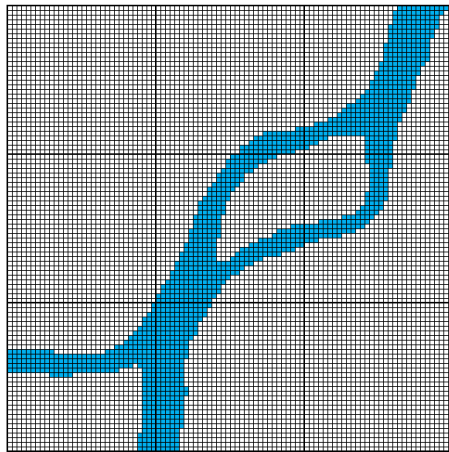
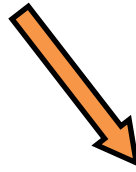


図 2-1-3 仮想地形 (40 m 正方格子) [左], 最低解像度格子 (コンテナ) [右]

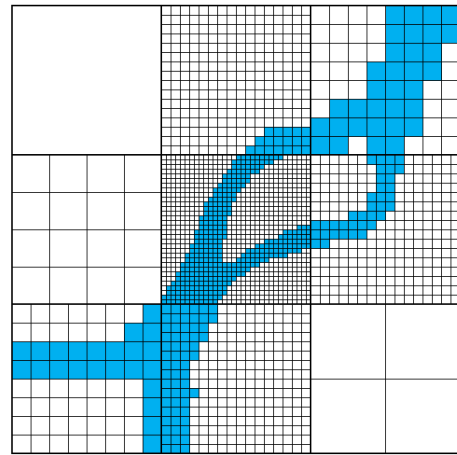


(a) 40 m格子地形



1	16	8
4	32	16
8	16	2

(b) X方向の分割数



(d) 計算グリッド

1	16	8
4	32	16
8	16	2

(c) Y方向の分割数



図 2-1-4 局所高度解像度化 (LMR) の手順

2-1-3 初期, 境界条件の設定

本モデルの計算では, 初期条件として塩分, 水温を, 境界条件として気象, 潮位変動, 河川流量を入力した.

初期条件では, 塩分と水温を与えた. 全域一様に与えられる他, 水平方向, 鉛直方向に分布を持たせて値を与えることができる. 本研究では, 筑後川において塩分の水平分布を, 気仙沼湾において水温の鉛直分布を与えた.

境界条件では, 気象, 潮位変動, 河川流量, 水平方向の人工粘性, 底面摩擦係数を与えた. 気象データは, 風向風速, 気温, 湿度, 短波放射, 大気圧, 雲量である. これらを全域一様に与えた. 潮位変動は, 海域の開境界から水面の鉛直座標を与えることができ, 潮位変動と同時に初期塩分と同値の塩分を与えた. 河川流量は, 開境界, 指定した計算セルから与えることができ, 流量と同時に塩分 0 の淡水を与えた. 水平方向の人工粘性は, 計算時に境界をまたいで生じる可能性のある水平循環渦の発生を抑制するために与えた. 底面摩擦係数は海底面から受ける抵抗力を決定づける係数であり, 一般的な数値計算と同様に $C_d=0.0026$ またはその整数倍を与えた. 詳細について, 筑後川の初期, 境界条件は「2-2-4 計算ケース」, 気仙沼湾の初期, 境界条件は「2-3-4 計算ケース」で別途説明する.

2-1-4 粒子追跡モデルの内容

粒子追跡モデルでは、流動モデルによって出力された計算結果の流速をもとに 4 次精度 Runge-Kutta 法 (2-6) ～ (2-10) を用いて追跡計算を行った。通常、追跡計算の時間ステップは流動計算の出力間隔よりも短いため、流動計算の値は出力間隔の中で補間計算された値を使用する。また、計算セルの間の値においても空間的に補間計算された値を使用するため、追跡モデルで使用する流動は時空間的に補間された値を使用することができる。

○ 4 次精度 Runge-Kutta 法

$$k_1 = f(t_n, x_n) \quad (2-6)$$

$$k_2 = f\left(t_n + \frac{1}{2}h, x_n + \frac{1}{2}hk_1\right) \quad (2-7)$$

$$k_3 = f\left(t_n + \frac{1}{2}h, x_n + \frac{1}{2}hk_2\right) \quad (2-8)$$

$$k_4 = f(t_n + h, x_n + hk_3) \quad (2-9)$$

$$x_{n+1} = x_n + \frac{1}{6}h(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4) \quad (2-10)$$

2-2 筑後川における計算設定

2-2-1 研究対象地

筑後川（図 2-2-1）は九州最大の一級河川であり，流域面積は 2,860 km²，幹線流路延長は 143 km，有明海湾奥部に流入する淡水のうち約 7 割を筑後川が供給している．河口から沖合 12 km まで日本一広大な干潟があり，さらに有明海・八代海を経て東シナ海に接続している．有明海の干満差は 6 m に達し，河口干潟（図 2-2-2）の面積は約 45 km² と広大である．感潮区間は，河口から 23 km に設置された筑後大堰までである．感潮河道には本川と分流する主要支川が 2 つあり，河口から 6 km の区間では早津江川と分流し，また 7 km～9 km の区間で諸富川と分流している（図 2-2-3，図 2-2-4）．分岐合流部では，右岸側に比べて左岸側の水深が深く，複断面的な河道となっている．川幅は 7 km～8 km 付近は 100 m で，河口で 1.5 km と変化し，干潟の滞筋の幅は 500～1,000 m である．また，6.5 km から 23 km に位置する筑後大堰までは蛇行が連続しており，曲率半径は 1.5 km～3 km である．

河川構造物としては，筑後大堰，底固め，導流堤が挙げられる．筑後大堰は治水や水道用水，灌漑用水の安定取水を目的として昭和 60 年 4 月に完成した．底固めは 17.4 km 地点に設置されており，天端高が T.P. -1 m となっていて，日常的な塩水遡上が床固めを乗り越えることは少ないようである．導流堤（図 2-2-5）は河口 0 km～6 km の区間に設置されており，本川は左岸と右岸に二分されている．川の流れを速めることで河口付近での土砂の堆積を防ぎ，航路を維持している役割を果たしており，干潮時にのみ姿を現し，満潮時は水面下に隠れるため，水位変動に応じて流況は変化すると考えられる．

近年有明海では，海苔の不作，貝類漁獲量の減少，赤潮の発生などの異変が報告され深刻な社会問題となっている．また，水資源需要の増大等による流量の減少に起因した塩水侵入の増大が今後，深刻な問題となることが懸念される．有明海や筑後川にはエツ，ワラスボ，ムツゴロウといった多くの特産種・准特産種が生息している．しかし底質の変化や河川環境の悪化などによりほぼすべての特産種・准特産種が絶滅の危機に瀕しているのが現状である（佐藤，2000）．

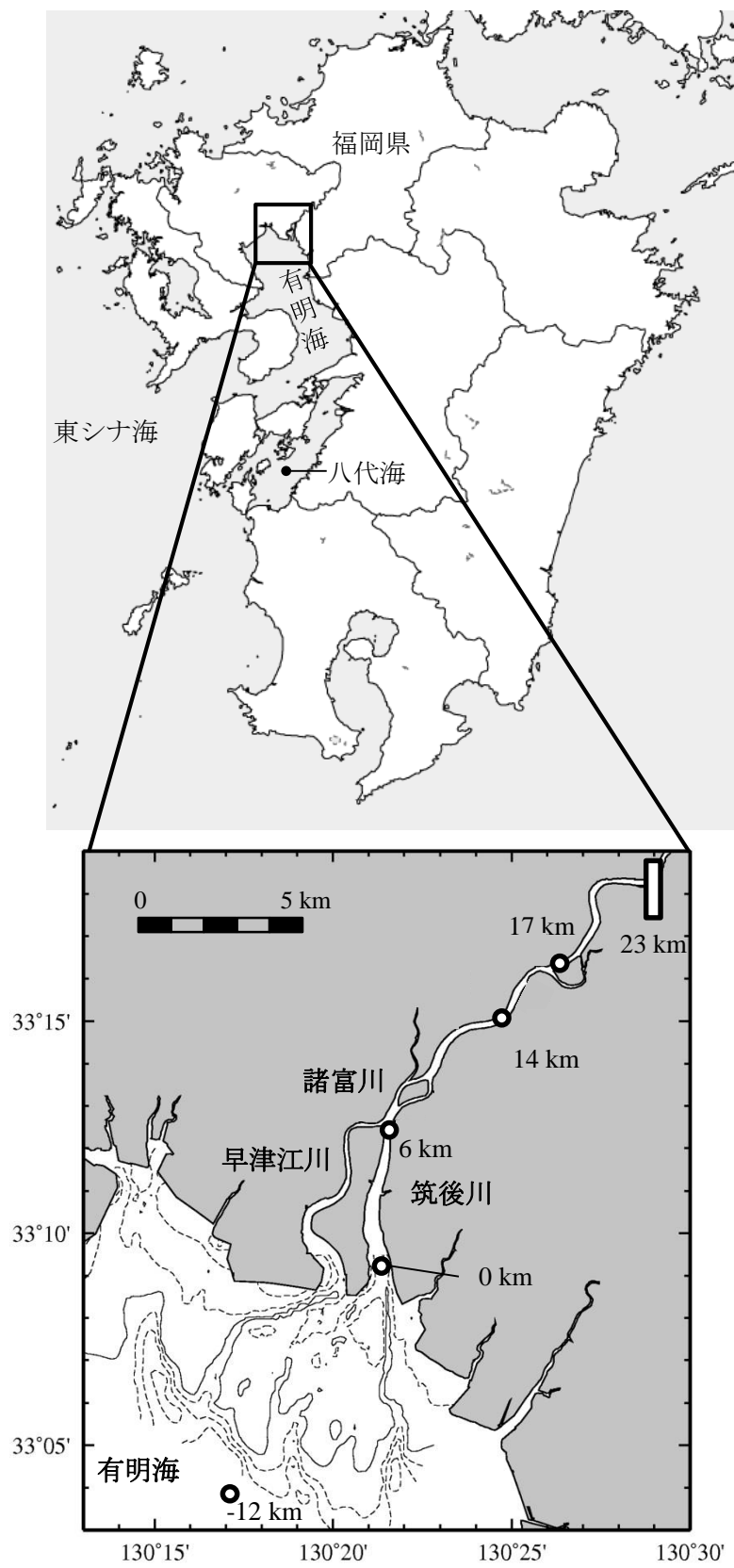


図 2-2-1 筑後川の位置



图 2-2-2 河口干潟



图 2-2-3 早津江川



図 2-2-4 諸富川



図 2-2-5 導流堤

2-2-2 計算に用いる地形データ

干潟については平成 15 年に測量された 500~1000 m 間隔の横断測量データ（国土交通省筑後川河川事務所）、有明海に関しては、海上保安庁発行の海図（W169, W206）を使用した。有明海の地形データは、海図に等水深線を引き、スキャナーで読み取って画像データに変換し、ArcGIS を用いて等水深線上のデータを取得した。海図の水深は、最低水面からの深さを表している。多比良港の最低水面が約-2.49 (T.P.m) であることから、海図の水深 z から海底標高 h を求めると

$$h = -2.49 - z \quad (2-11)$$

となる。取得した標高データを、等高線・三次元地形作成ソフトウェアである Surfer を用いて、等間隔のグリッドに変換することにより、計算地形を作成した。

筑後川感潮河道については、国土交通省筑後川河川事務所により平成 20 年に取得された河口から 23 km までの 200 m 間隔の横断測量データを使用した。ただし、河口 6~7 km の分岐合流部と、河口 16.6 km に接続する支川・広川（図 2-2-6）については測量を行い、河床標高データを取得した。

分岐合流部は、本川と 2 つの支川（上流：諸富川，下流：早津江川）が接続して、非常に複雑な地形となっているため、200 m 間隔の横断測量データでは測線間の地形を適切に再現できない。そこで松村（2014）は、2014 年 9 月に 100m 間隔の横断測量を行った（図 2-2-7）。

支川・広川については、2016 年 10 月に左岸側と右岸側の 2 ラインで縦断測量を行った（図 2-2-8）。

測量は、デジタル音響探知機（Eagle 社 FishStrike 2000C）（図 2-2-9）を用いて行った。この装置では、水深を計測すると同時に、GPS で緯度経度が記録される。観測領域内では、7.0 km（若津港）と 14.6 km（六五郎橋）にて水資源機構が 1 時間毎に水面標高を計測している。しかし筑後川感潮域では、潮位変動が最大 6 m にもなり、1 時間の水面変動は大きい。そこで、独自で水位を観測し、水資源機構が計測した水面標高を用いて、水位を水面標高に変換した。水位は、水位計（HOBO U20 Water Level Logger）を設置し、10 秒間隔で測定した（図 2-2-10）。得られた水深、水面標高、緯度・経度データを 1 秒毎にまとめた。水位を h 、水位計の設置標高を T 、水深を D とし、河床標高 H を求めると、

$$H = T + h - D \quad (2-12)$$

となる。取得した標高データを、等高線・三次元地形作成ソフトウェアである Surfer を用いて、等間隔のグリッドに変換することにより、計算地形を作成した。

導流堤が設置されている筑後川河道 0 km~6 km については、surfer のみで補間すると横断測量間が過度に深く補間されるため、iRIC（International River Interface Cooperative）を併

用した方法で、横断測量データを横断・縦断方向に補間をし、生成された格子データを用いて計算地形を作成した。また、導流堤頂部の標高は T.P.0 m であるため、それを手作業で修正した。

作成された計算地形について、図 2-2-11 に筑後川～有明海、図 2-2-12 に分岐合流部、図 2-2-13 に広川の河床標高コンターを示す。



図 2-2-6 筑後川支川・広川 位置図

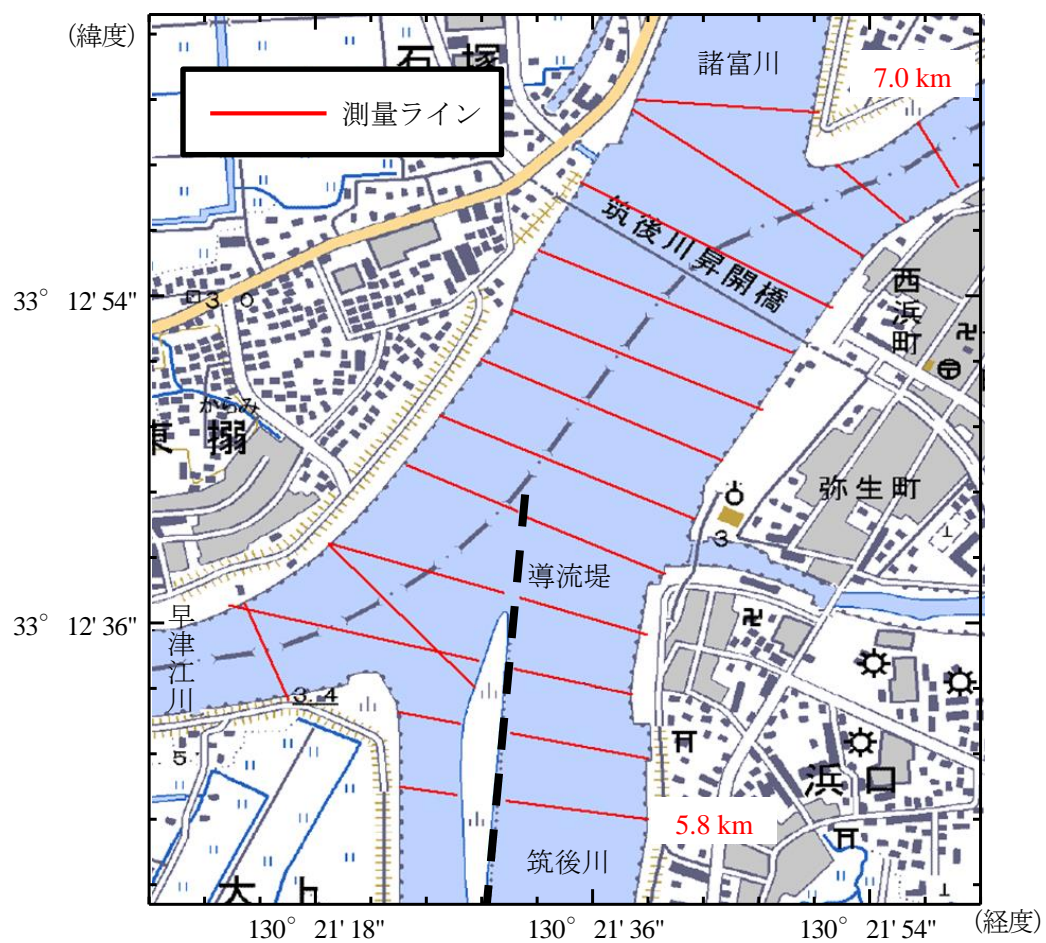


図 2-2-7 横断測量ライン（分岐合流部）



図 2-2-8 縦断測量ライン（広川）

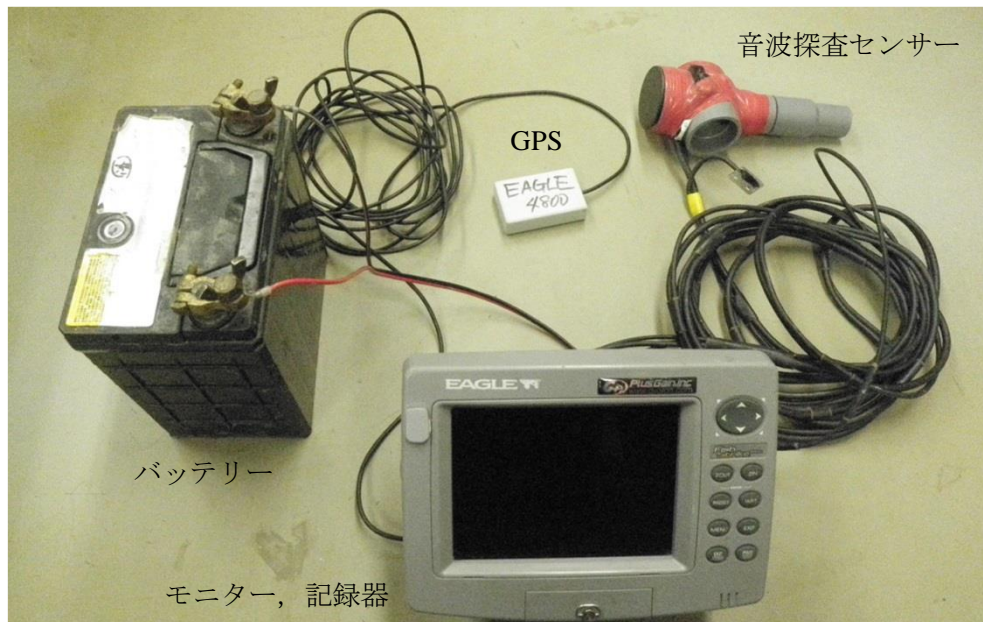


図 2-2-9 デジタル音響探知機



図 2-2-10 水位計 (HOB0 U20 Water Level Logger)

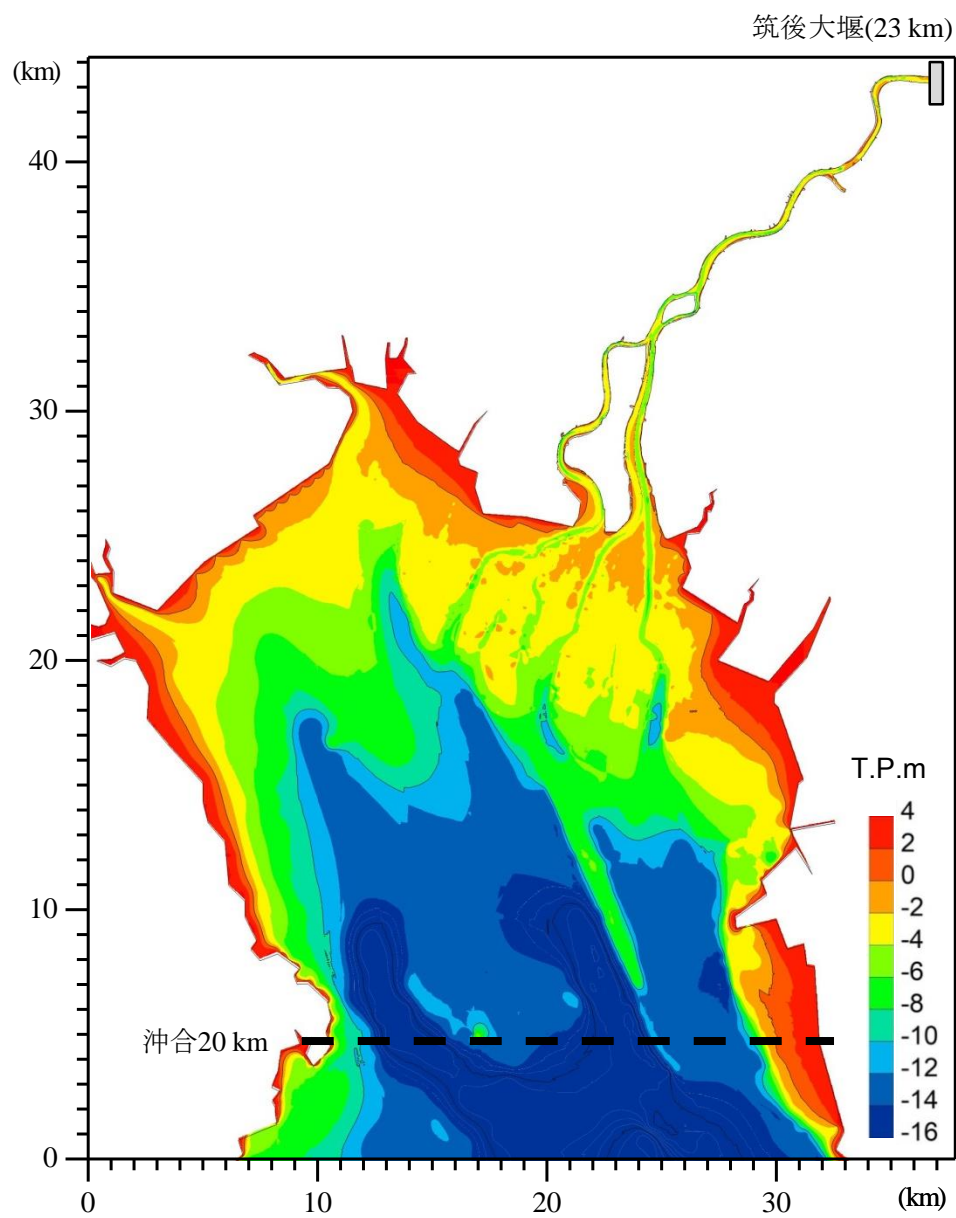


図 2-2-11 標高地形コンター図（筑後川～有明海）

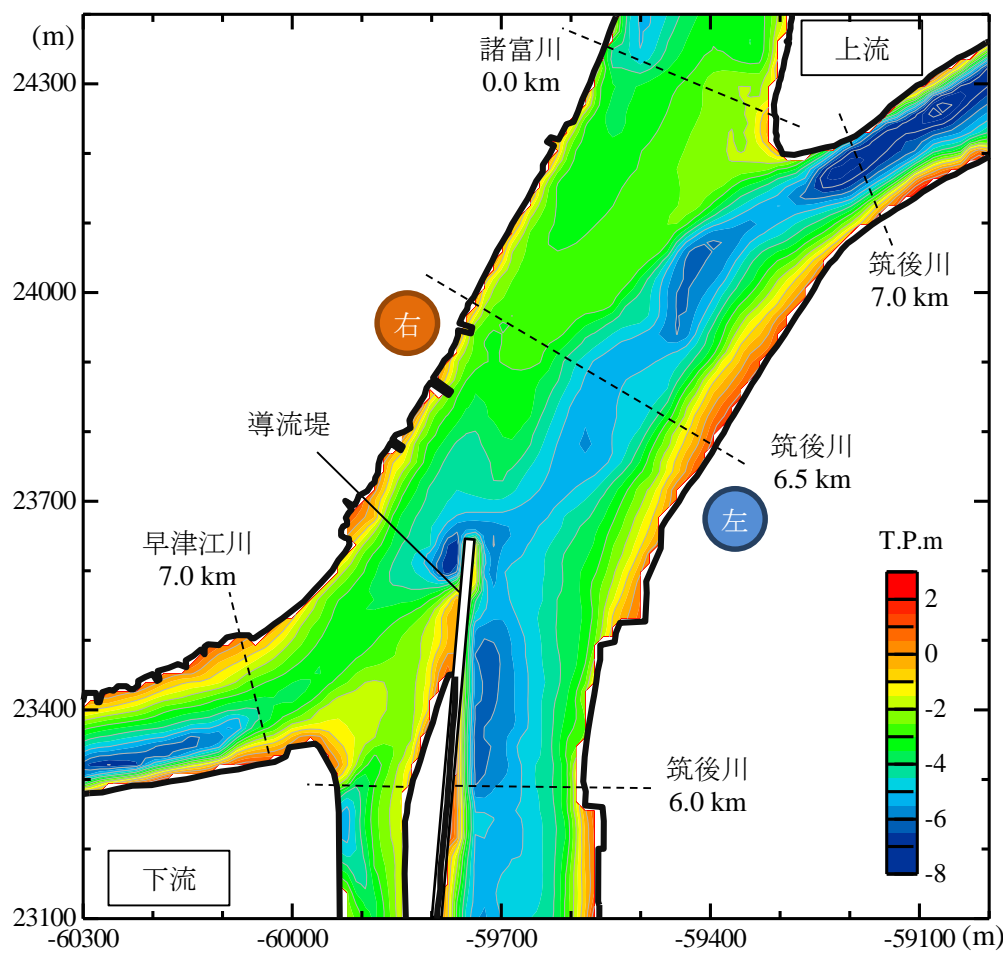


図 2-2-12 標高地形コンター図（分岐合流部）

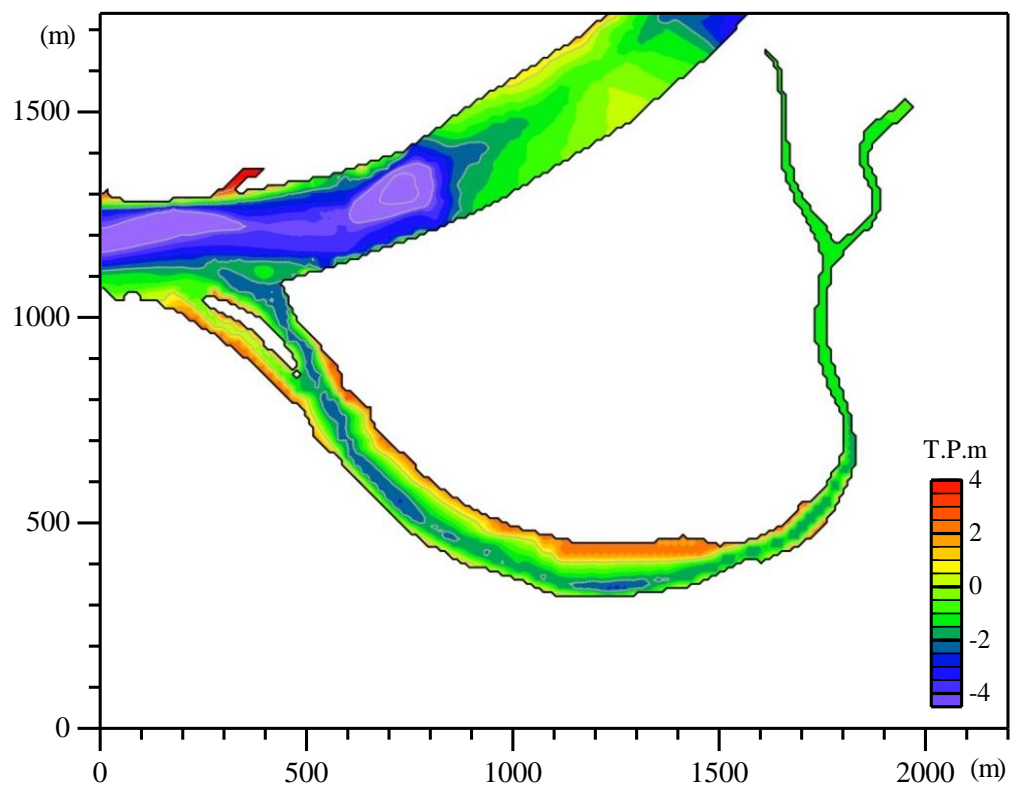


図 2-2-13 標高地形コンター図 (広川)

2-2-3 格子サイズの設定

数値計算を行う上での格子サイズの設定に関する研究として、水平方向については、田井ら（2010）は、有明海および八代海で、格子サイズを一辺 10 秒（東西方向：約 250 m、南北方向：約 310 m）として、東西・南北をそれぞれ約 80 分割している。また天野ら（2012）は、川幅が 400～500 m の菊池川河口部で 50 m 格子を採用して、川幅方向を 8～10 分割している。鉛直方向については、梶原ら（2005）は、有明海で平均水深 30 m まで、格子サイズを 1 m～5 m と変化させている。また、李ら（2013）は、有明海において鉛直方向を 40 層に分割し、格子幅は水深 5 m までを 25 cm の等間隔とし、それ以深を不等間隔としている。

筑後川の川幅は、河口で 1.5 km 程度あるが、7 km～8 km の区間では 100 m 程度と、大きく変化する。本モデルの利点は、高解像度化したいコンテナとその解像度を指定・編集するだけで、柔軟に LMR を調整できるところにある。そこで、川幅方向を平均的に 10 分割し、細部検討が必要な箇所では 20 分割、最小でも 5 分割になるように、河道内の大部分を 20 m 正方格子とし、地形が比較的単純な領域と滞筋の続く干潟は 40 m とした。海域では、河口干潟から大浦港までを 40 m～320 m と変化させ、更に沖側開境界付近では 1280 m の正方格子を用いた。また、沖側付近の計算地形は横断方向に水深一定とし、境界をまたいで生じる可能性のある水平循環渦の発生を抑制した。水平方向の格子サイズ分割を図 2-2-14 に示し、作成した地形データを図 2-2-15 に示す。

鉛直方向に関して、筑後川は潮汐変動が 5～6 m であり、干潟もあるため、鉛直的に地形変化が激しい河川である。そこで、鉛直格子は、水深 10 m 以浅で $dz=0.25$ m、水深 10～15 m は $dz=1.0$ m、水深 15 m 以深は $dz=2.0\sim 2.5$ m と変化させ、全 53 層の非一様格子とした（図 2-2-16）。満潮時の総格子数は約 1,300,000 セルである。

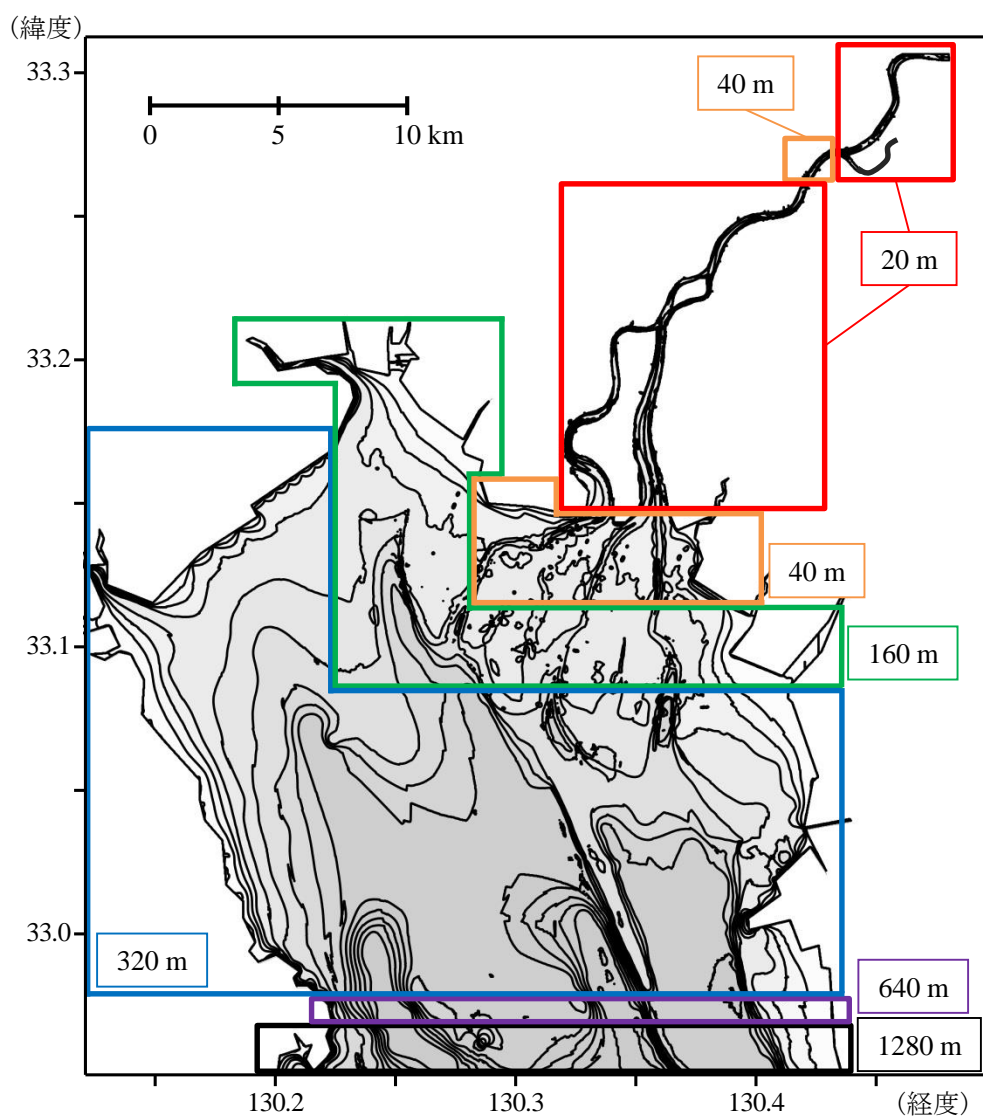


図 2-2-14 水平方向の格子サイズ分割

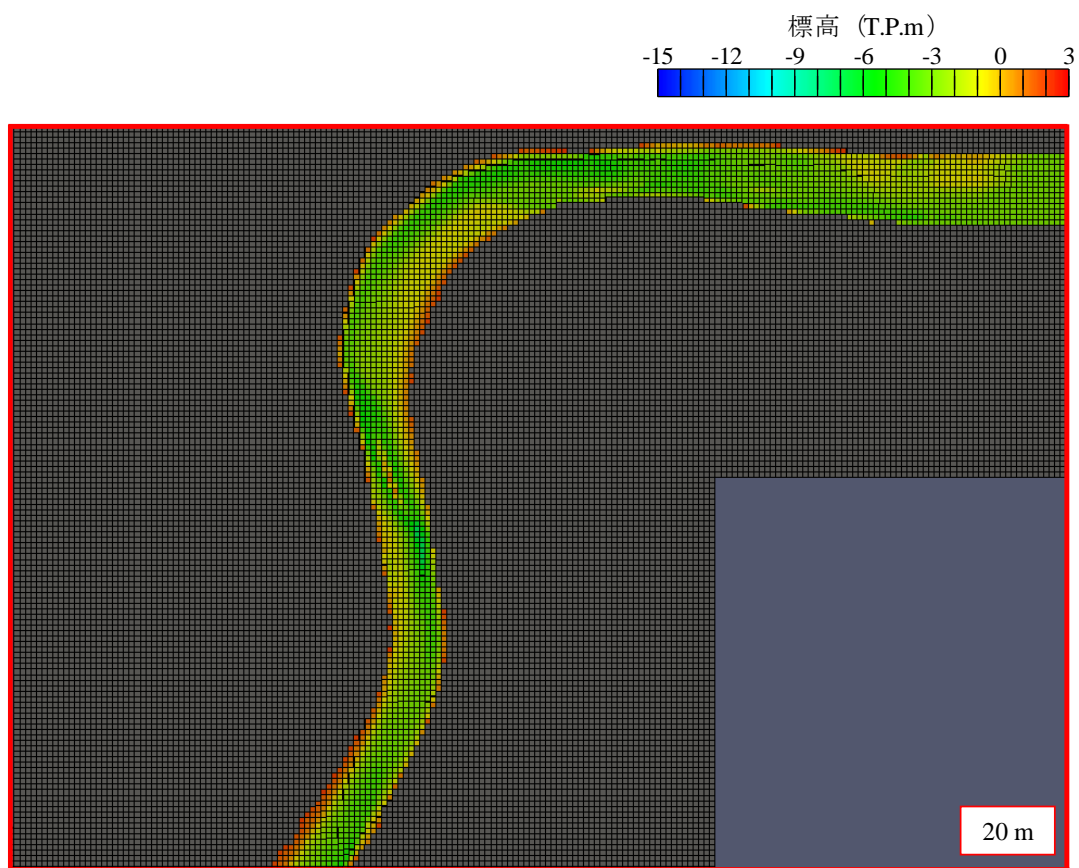
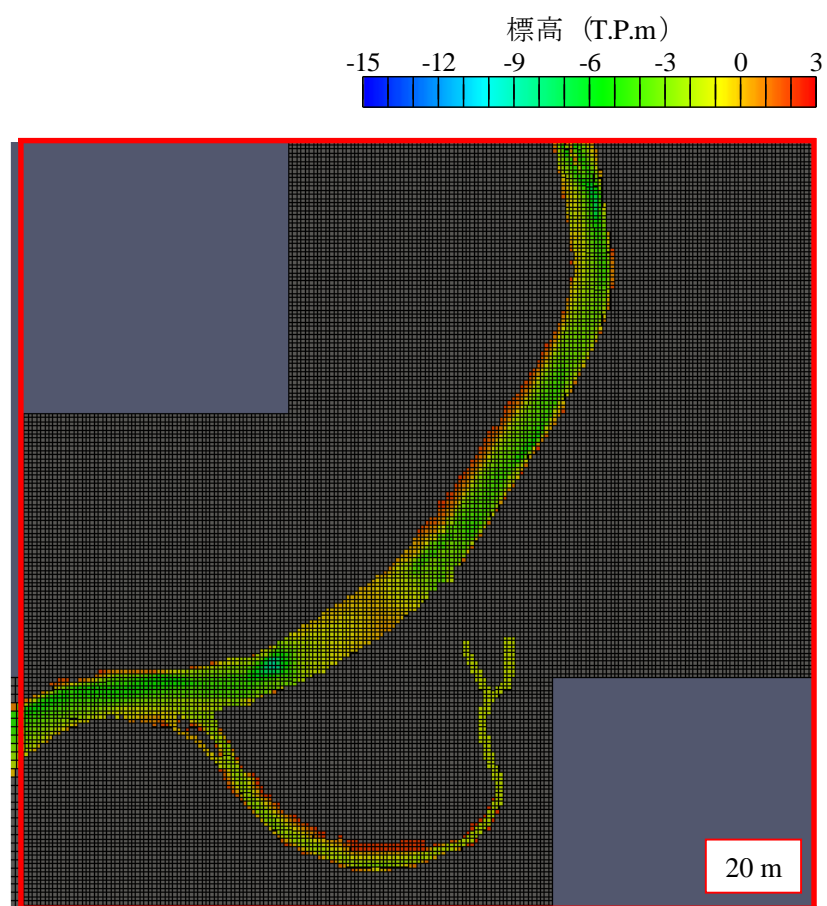


図 2-2-15 (a) 19 km 地点～23 km 地点 (筑後大堰)



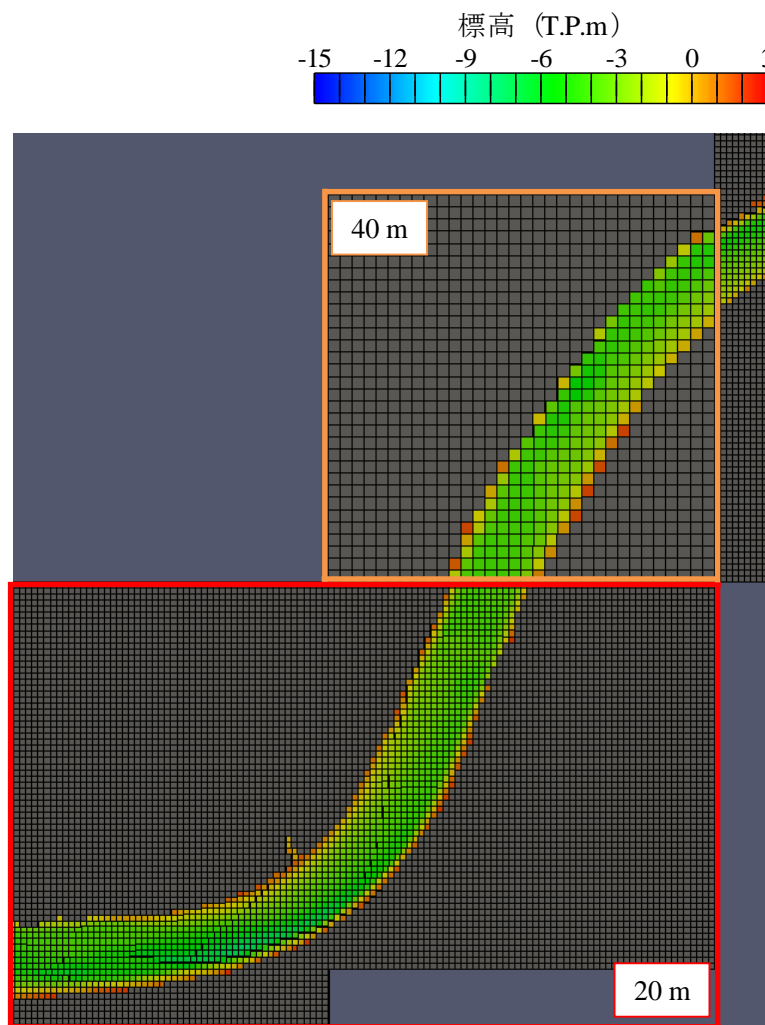


図 2-2-15 (c) 12 km 地点～16 km 地点

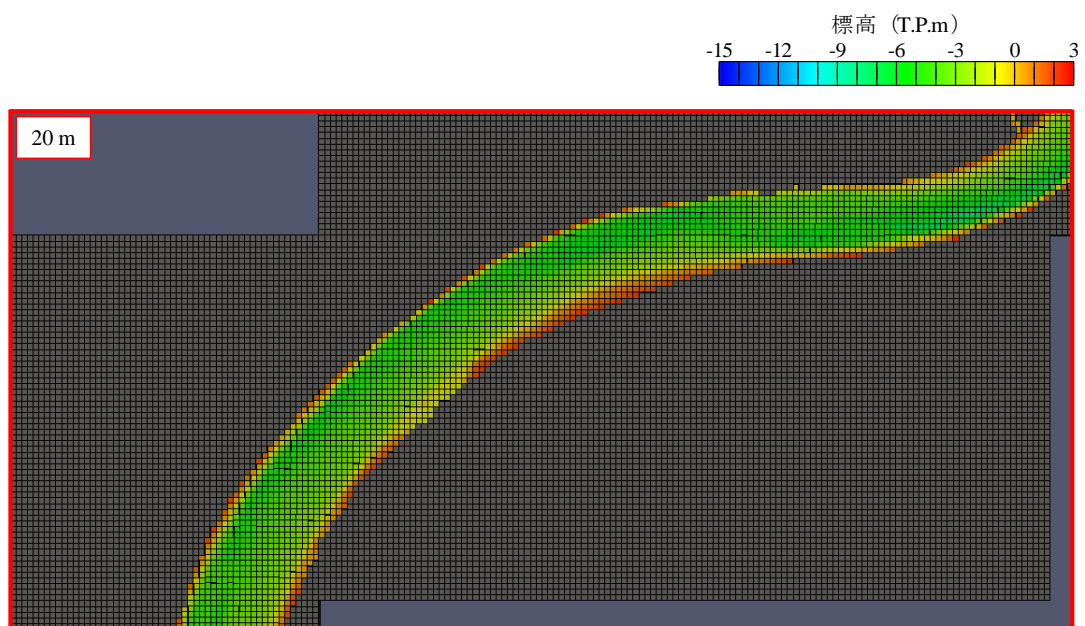


図 2-2-15 (d) 10 km 地点～13 km 地点

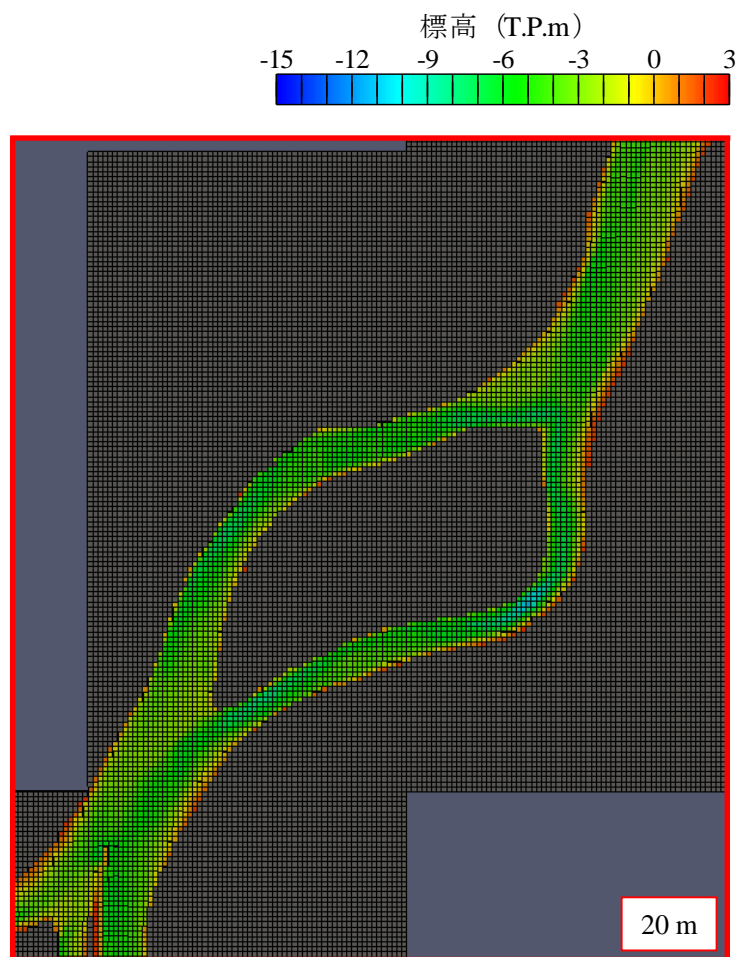


図 2-2-15 (e) 6 km 地点～10 km 地点（分岐合流部）



図 2-2-15 (f) 0 km~6 km 地点 (早津江川分岐部)

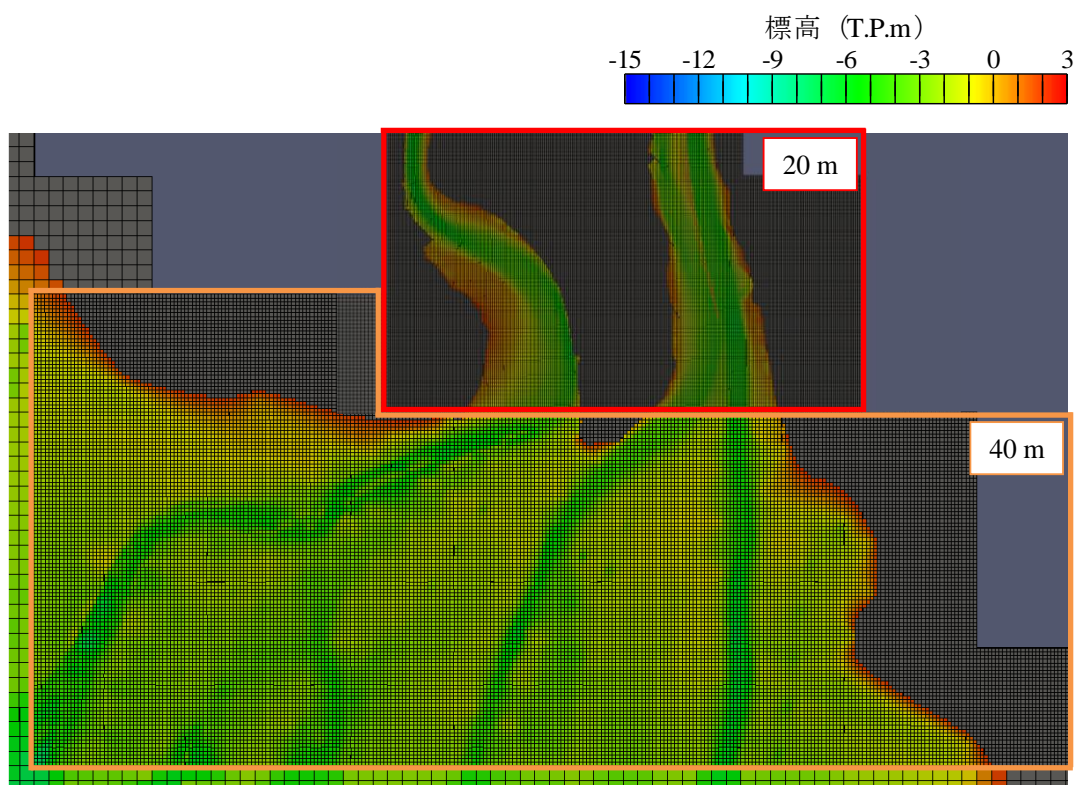


図 2-2-15 (g) 筑後川河口干潟

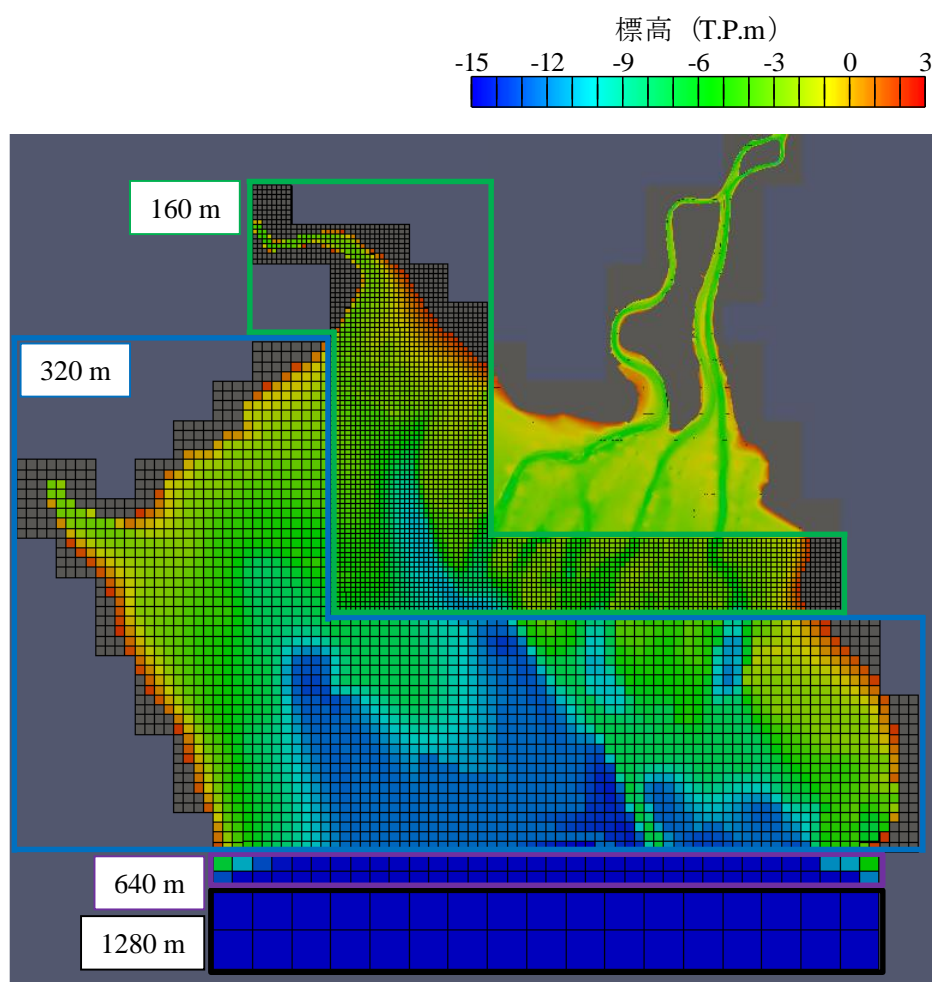


图 2-2-15 (h) 有明海

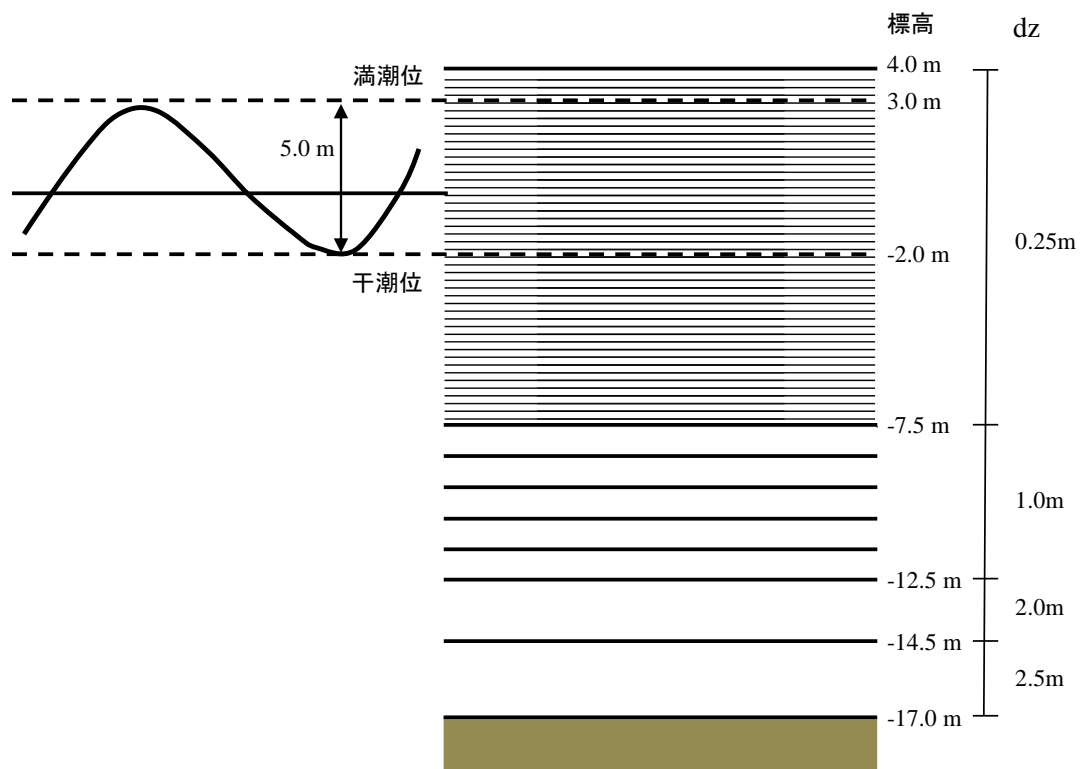


図 2-2-16 鉛直方向の格子サイズ

2-2-4 計算ケース

筑後川における数値計算では、精度検証を行う計算ケースと粒子追跡計算を行う計算ケースの2つに分けて解析を行った。

精度検証の計算では、Azhikodan・Yokoyama (2016) が行った 2010 年 9 月 11 日から 9 月 25 日の水質調査結果と比較した。計算期間は 2010 年 9 月 9 日 8:00～9 月 12 日 0:00 (大潮) で、このうち 9 月 9 日 8:00～9 月 11 日 8:00 の 2 日間が助走期間であり、9 月 11 日 8:00～9 月 12 日 0:00 の 1 日間が検証期間である。

粒子追跡計算に用いる計算では、2010 年 5～7 月に行われたエツの漁獲調査 (大村ら, 2012) において、漁獲量が CPUE (単位努力あたり漁獲量) 100 以上と多く、エツが遡上後に産卵する可能性がある 6 月 11 日以降の流動を再現した。計算期間は 2010 年 6 月 9 日 6:00～6 月 13 日 21:00 (大潮) で、このうち 6 月 9 日 6:00～6 月 11 日 19:00 の 2 日間が助走期間であり、9 月 11 日 19:00～6 月 13 日 21:00 の 2 日間が検証期間である。

時間ステップは、 $\Delta t=3s$ とした。

初期条件として、塩分は大潮期に強混合型になることから、Azhikodan・Yokoyama らの調査結果を参考に、満潮時の塩分分布を水平方向に与え、水深方向には一様とした。水温は 25.0 °C で一様とした。

境界条件として、気象は熊本气象台で毎時計測された観測データ (風速・風向、気温、湿度、短波放射、大気圧、雲量) を使用した。下流端境界は沖合 20 km であり、大浦港実測潮位と一定塩分 (31.7) を鉛直一様に与えた。下流端境界から与えた塩分は、観測された沖合 12 km の最底層塩分を参考に設定した。上流端境界は筑後大堰 (23 km) であり、河川流量と塩分 0 を 1 時間間隔で与えた。河川流量は 25.5 km にある瀬の下で観測された時間流量を用いた。また、沖側境界に接する計算格子には、水平方向に人工粘性 ($10.0 \text{ m}^2/\text{s}$) を与え、境界をまたいで生じる可能性のある水平循環渦の発生を抑制した。底面摩擦係数は全域に $C_d=0.0026$ としたが、河口 17.4 km の床固め堰がある区間では射流や跳水が発生し、静水圧近似を施した流動計算では再現不可能なことから、エネルギー損失分として局所的に底面摩擦係数を 5 倍にして与えた。計算期間の境界条件を図 2-2-17～図 2-2-20 に示す。

粒子の設置地点は、林ら (1994) によって推定されたエツの産卵場である天建寺橋から 1～2 km 上流の 1 km の区間の底層である。設置数は、20m 格子のセルに 5m ずつ 437 セルに配置したため、計 6,992 個である。計算領域内における粒子の設置点を図 2-2-21 に示す。

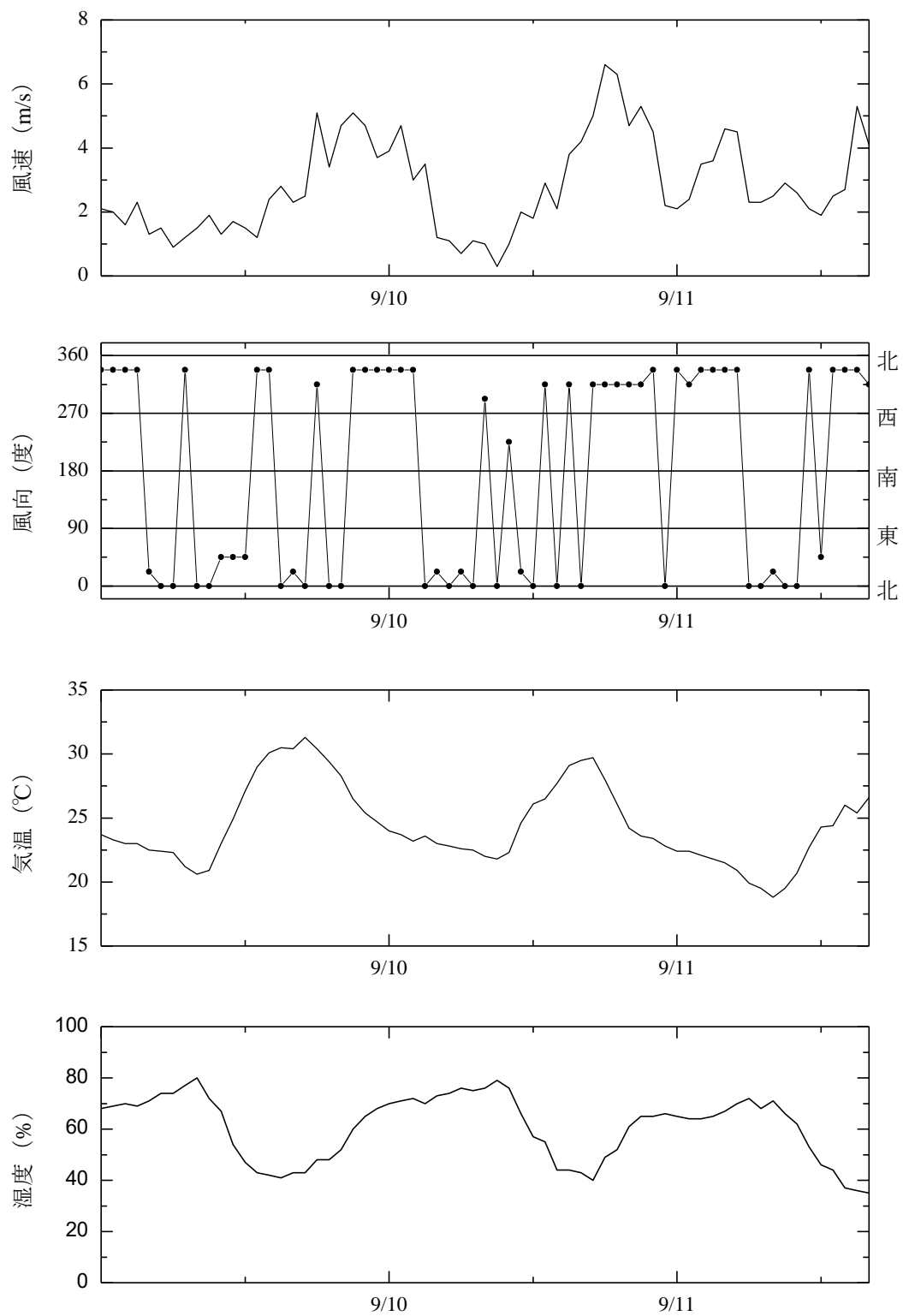


図 2-2-17 (a) 気象の境界条件 (精度検証)

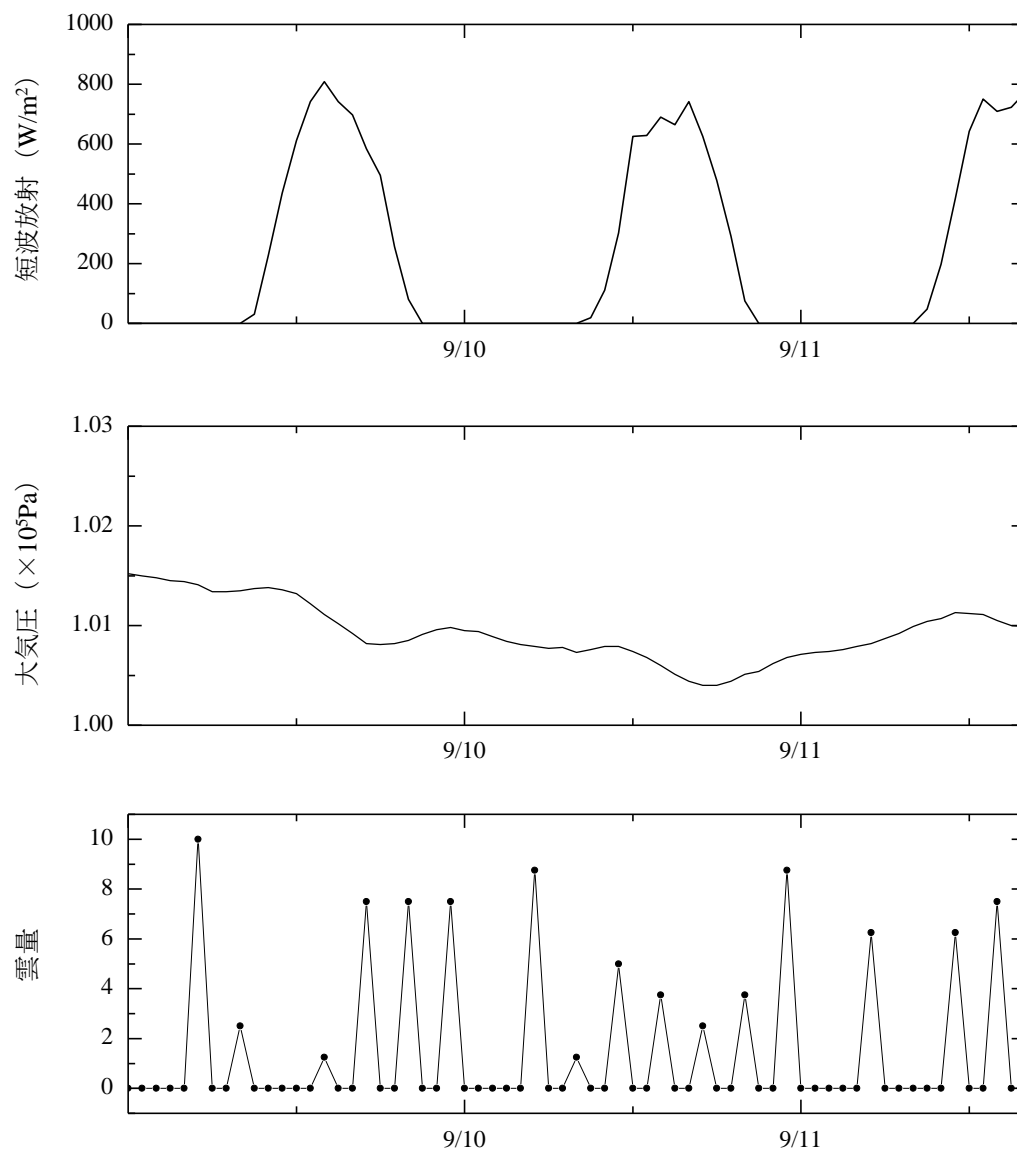


図 2-2-17 (b) 気象の境界条件 (精度検証)

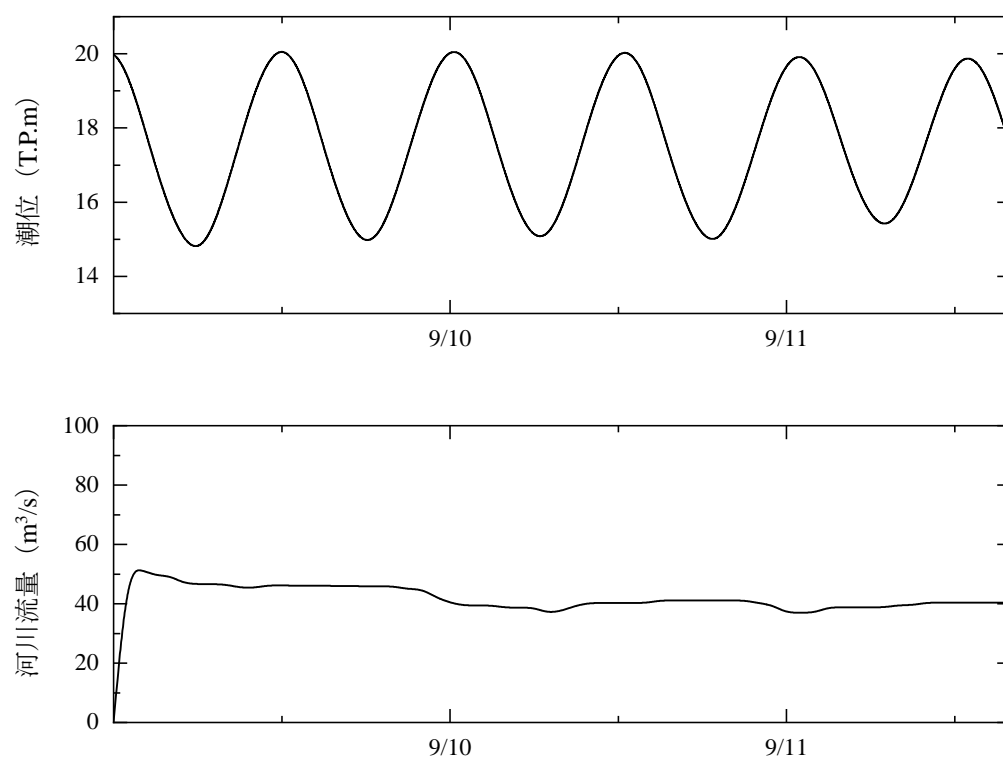


図 2-2-18 潮位・河川の境界条件（精度検証）

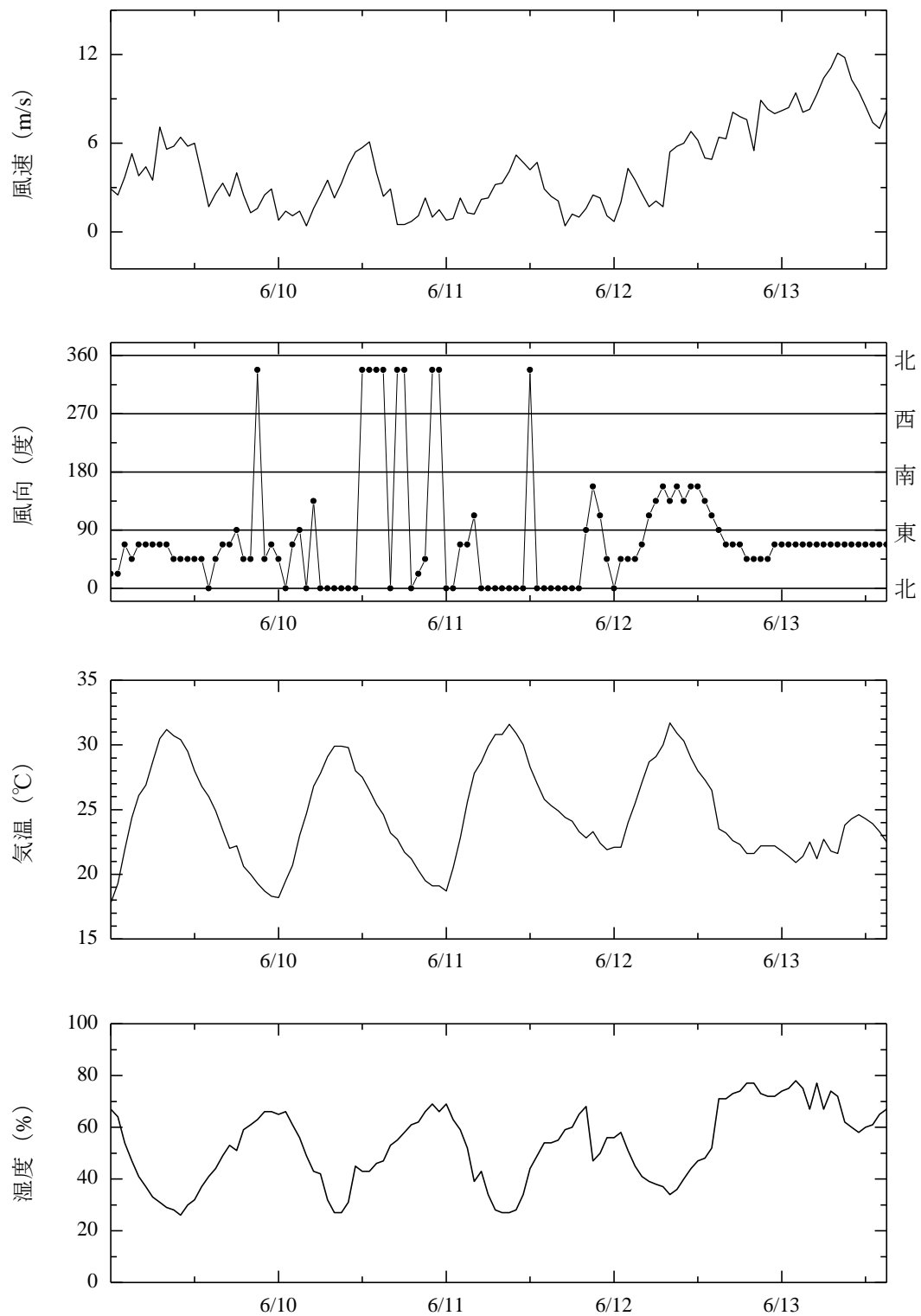


図 2-2-19 (a) 気象の境界条件 (粒子追跡)

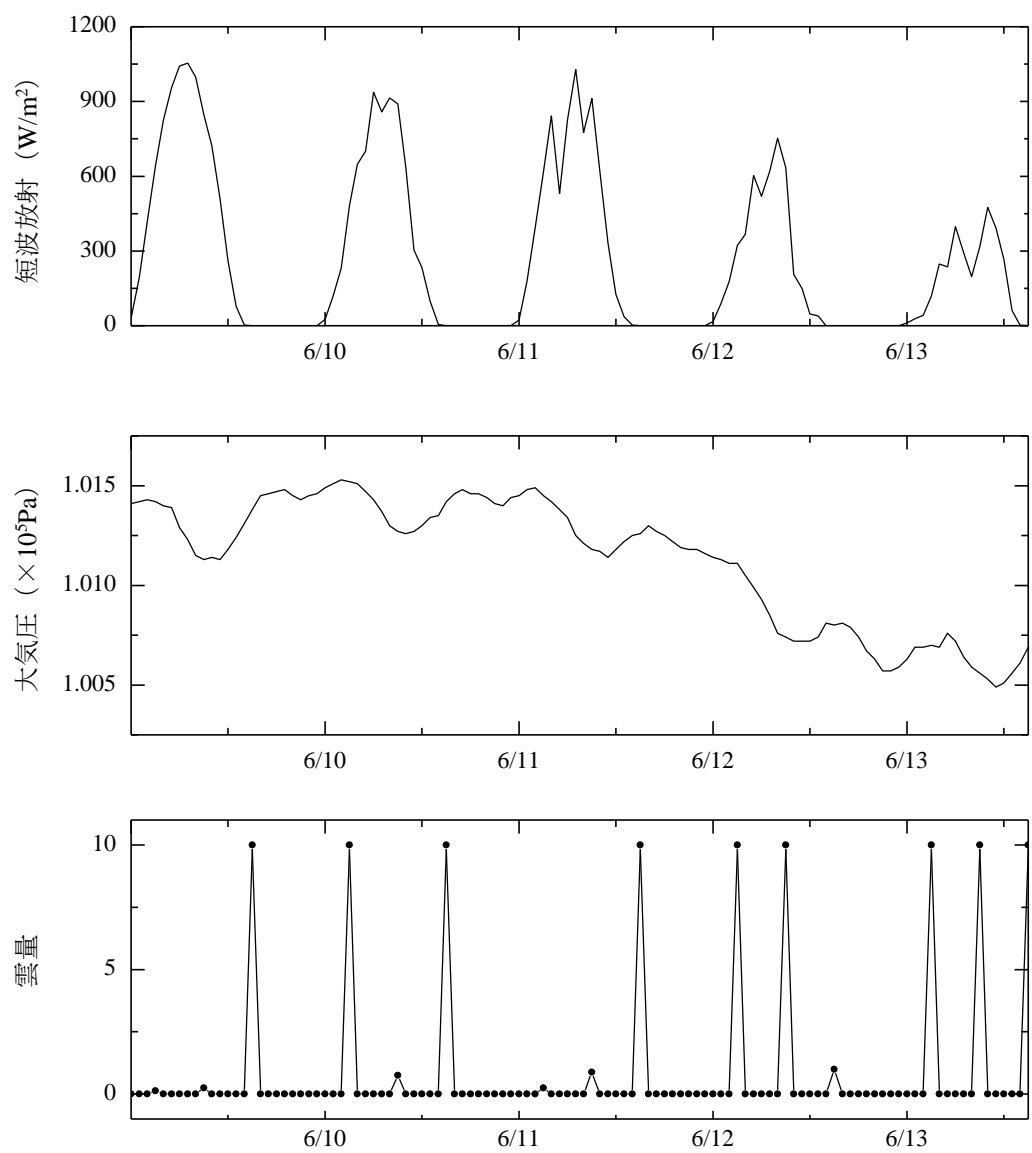


図 2-2-19 (b) 気象の境界条件 (粒子追跡)

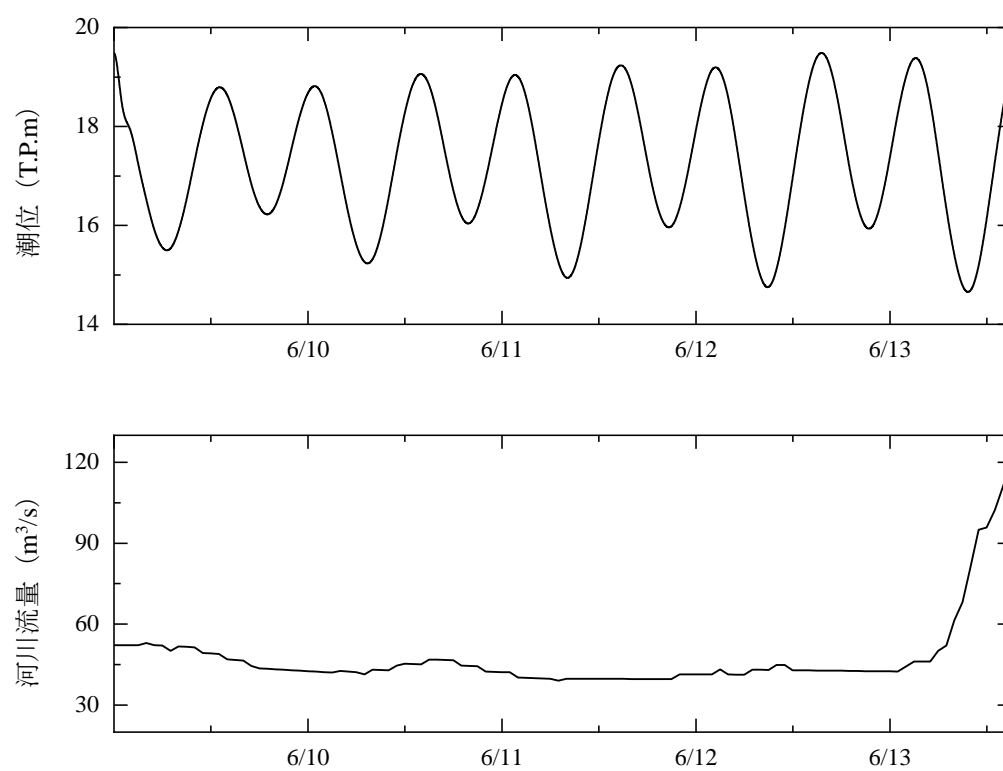


図 2-2-20 潮位・河川の境界条件（粒子追跡）

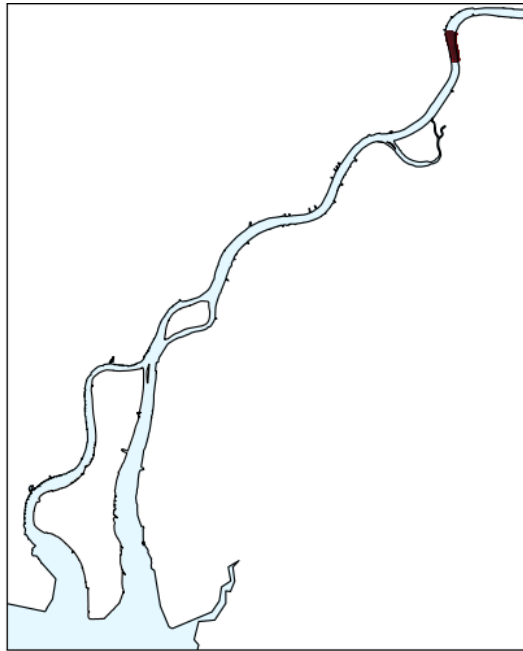


図 2-2-21 筑後川 粒子の初期設置地点

2-2-5 精度検証用データの取得

計算結果の精度検証に必要な実測データ（水位、塩分）については、2010 年 9 月に行われた塩分・流動調査結果（Azhikodan・Yokoyama, 2016）を用いた。水位は河口から 1 km, 6.5 km, 14.6 km, 21 km の計 4 地点に水位計（HOB0 U20 Water Level Logger）を設置した（図 2-2-22）。ここで水位計は圧力を水位に換算しているため、別途大気圧を計測して補正を行った。また、塩分は多項目水質計（アレック電子社製 AAQ-1183）により、縦断分布を計測した（図 2-2-23）。表 2-2-1 に多項目水質計の諸元を示す。作業船により 0 km～17 km を時速 25 km で移動して、1 km おきに塩分の鉛直分布を計測し、18 地点の計測を約 40 分で完了させた。その後再び、河口 0 km もしくは上流 17 km まで 20 分以内に戻り、縦断観測を行った。計測時には 1 秒間に 10 cm 程度の速さで船上から落下させ連続的にデータを取得した。

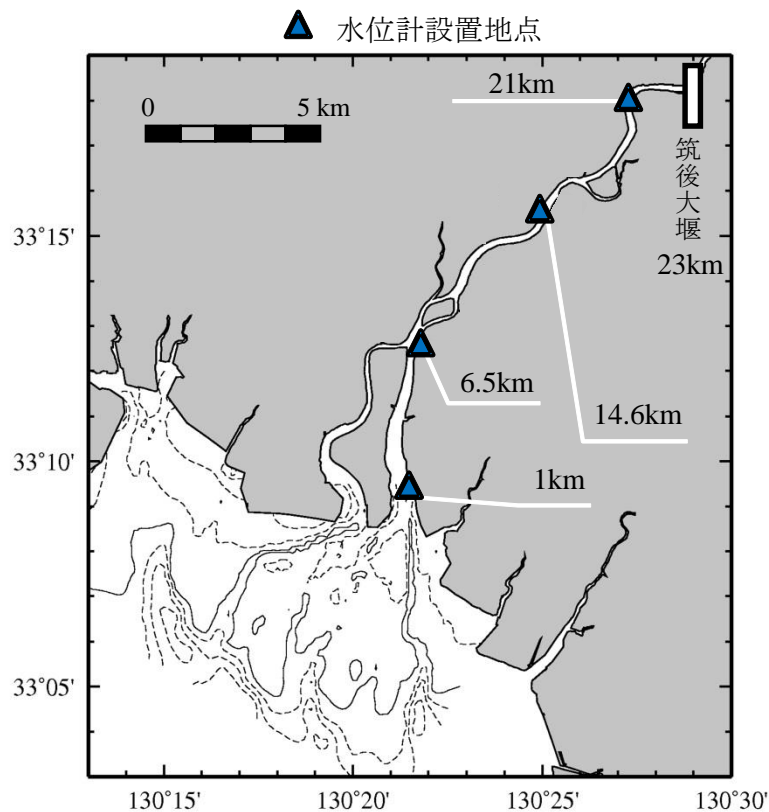


図 2-2-22 水位計設置地点



図 2-2-23 縦断観測の様子

表 2-2-1 多項目水質計諸言

製品名	JFE アレック社製 AAQ-1183	
	Chl-a	濁度
形式	蛍光測定方式	後方散乱光方式
測定範囲	0 ～ 400 μ g/l	0～1000FTU（ホルマジン）
測定精度	±1%	±2%
分解能	0.01 μ g/l	0.03FTU（ホルマジン）
	水温	塩分
形式	サーミスタ	実用塩分式
測定範囲	-5 ～ 40℃	0 ～ 40
測定精度	±0.02℃	±0.03
分解能	0.001℃	0.001

2-3 気仙沼湾における計算設定

2-3-1 研究対象地

気仙沼湾（図 2-3-1）は宮城県の北東部に位置するリアス式海岸であり，大きさは東西約 8 km，南北約 10 km である．湾の中央部には大島が存在し，西湾，東湾，そこを繋ぐ大島瀬戸に分かれている．西湾は本島と大島に挟まれており，平均水深は約 10 m である．その北側には直線的に気仙沼港へ通じており，鹿折川（流域面積約 38.3 km²）が流入している．東湾は唐桑半島と大島に挟まれており，平均水深は約 30 m である．北側には舞根湾が存在し，一方で湾口部に向かうにつれて幅が広がる地形となっている．滞筋は大島瀬戸へと通じており，西湾との接続部に大川（流域面積約 174 km²）が流入している．このような独特な地形において，気仙沼湾では非常に複雑な流動場となっていると考えられる．

湾内は複雑なリアス式地形によって潮汐による流れは比較的弱く，閉鎖的な環境が形成されている．干満差は大潮時に約 1.5 m，小潮時に約 0.6 m である．この静穏な環境を活かしたカキやホタテガイ等の養殖業（図 2-3-2）が盛んに行われている．水揚げ高は約 280 億円であり，2007，2008 年には東北地方で第一位であった．また，漁師による環境保護活動が活発に行われており，植樹祭や環境教育を行っている特定非営利法人「森は海の恋人」の活動拠点が存在している．

カキや養殖業が活発に行われている一方，2011 年に東日本大震災が発生し，津波によって湾内の養殖いかだがすべて流されるなどの被害が起きた．また，2013 年には麻痺性貝毒 *Alexandrium tamarense* が大量発生し，気仙沼産のホタテガイから麻痺性貝毒が検出されたことで養殖業に経済的損失を与えた．

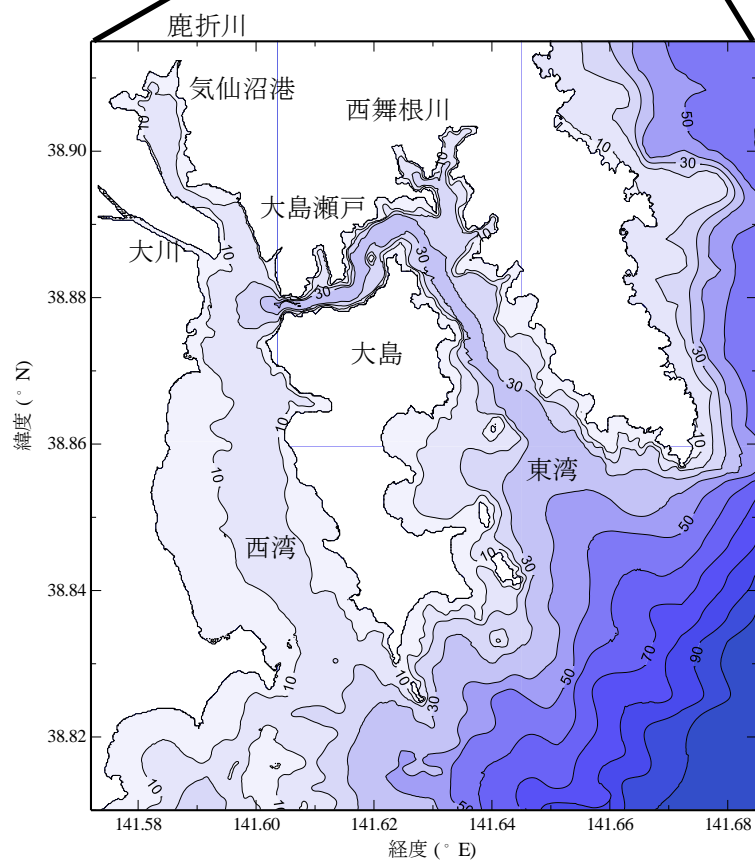
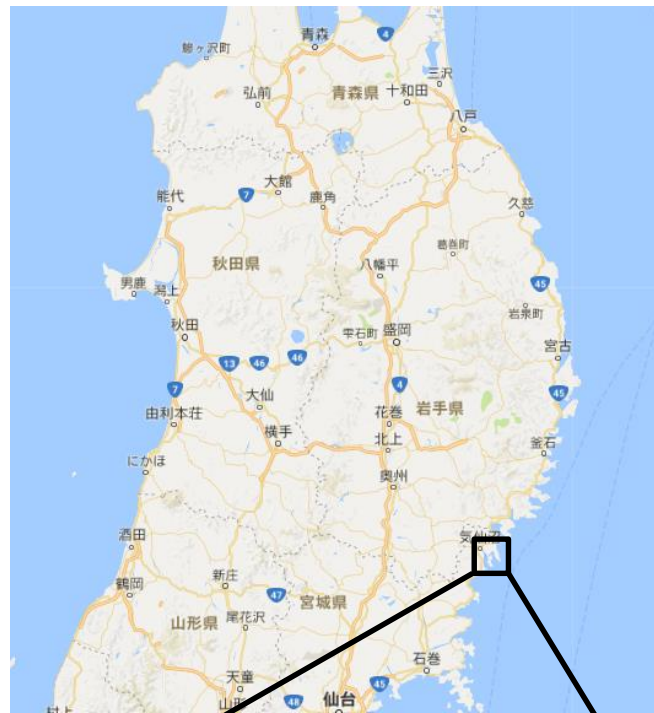


図 2-3-1 気仙沼湾の位置



図 2-3-2 養殖の様子

2-3-2 計算に用いる地形データ

地形データは海上保安庁により刊行された気仙沼湾の海図（W1099，2013 年測量）を元に作成した。海図の等水深線，水深値をデジタイザー（PLANIX）で読み取り，等水深上のデータを取得した。海図の水深値は気仙沼湾の最低水面からの距離を表しているため，海底標高基準に値を補正する必要がある。海図の最低水面から気仙沼市南町海岸の市 BM 頂の距離が 1.01 m であり，南町海岸の市 BM 頂の標高は T.P.0.12 m であるので，海図の最低水面を海底標高に変換すると

$$0.12 \text{ (T.P.m)} - 1.01 \text{ (m)} = -0.89 \text{ (T.P.m)} \quad (2-13)$$

となる。よって，海図の水深データ z から海底標高 h を求めると

$$H = -0.89 - z \quad (2-14)$$

となる。取得した標高データを，Surfer を用いて等間隔のグリッドに変換することにより，計算地形を作成した。

狭水道部の大島瀬戸は水域の幅が狭く，深いため，詳細な地形データを導入する必要がある。そこで Shibasaki ら（2018）は 2016 年 12 月 12 日大島瀬戸の 22 測線において横断測量を行った（図 2-3-3）。

測量は，デジタル音響探知機（Lowrance 社製 LCX-27C）（図 2-3-4）を用いて行った。また，既知点である湾奥部の栈橋直下において独自に水位を観測し，水面標高に変換した。水位は，水位計（HOBO U20 Water Level Logger）を設置し，20 分間隔で測定した（図 2-2-10）。得られた水深，水面標高，緯度・経度データを 1 秒毎にまとめた。水位を h ，水位計の設置標高を T ，水深を D とし，河床標高 H を求めると，

$$H = T + h - D \quad (2-15)$$

となる。大島瀬戸では，河川のように中央部に滞筋のある地形構造をしていることから，iRIC を適用することが可能であると考え，取得した標高データから iRIC を併用した方法で，横断測量データを横断・縦断方向に補間をし，生成された格子データを用いて計算地形を作成した。また，中央部に位置する島（灯台）とその周辺は補間計算によって再現するのは不可能であるため，その後到手作業で修正した。

作成された計算地形について，図 2-3-5 に大島瀬戸の河床標高コンターを示す。

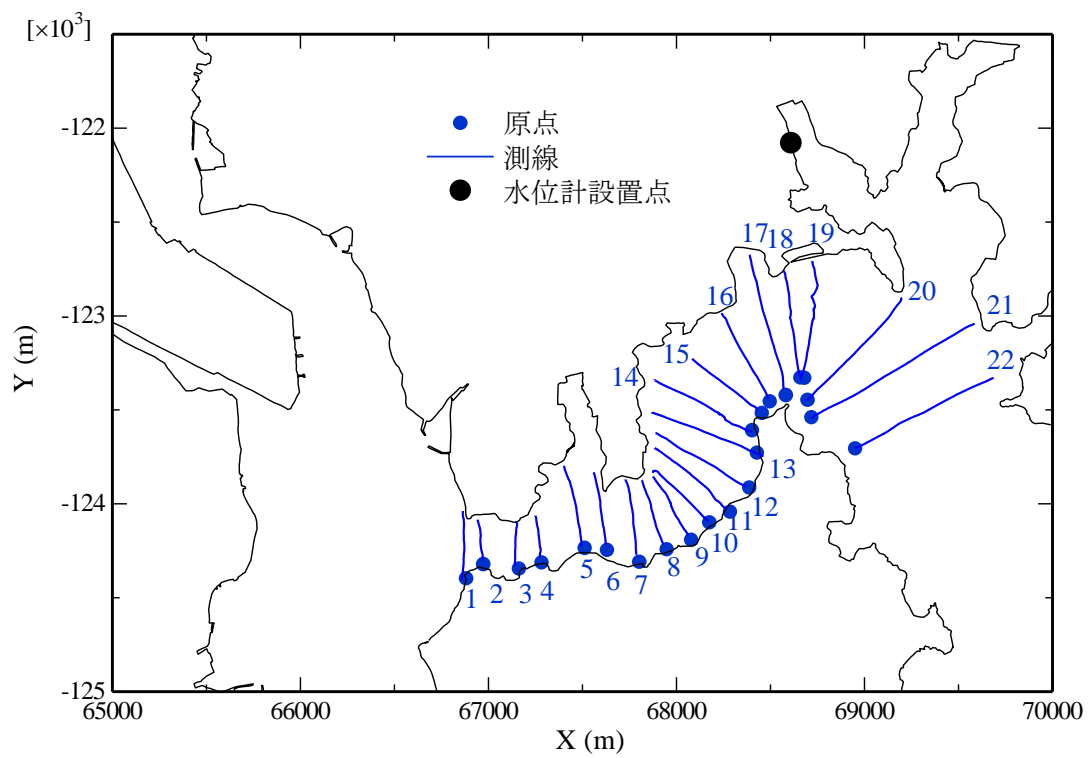


図 2-3-3 横断測量ライン（大島瀬戸）



図 2-3-4 デジタル音響探知機

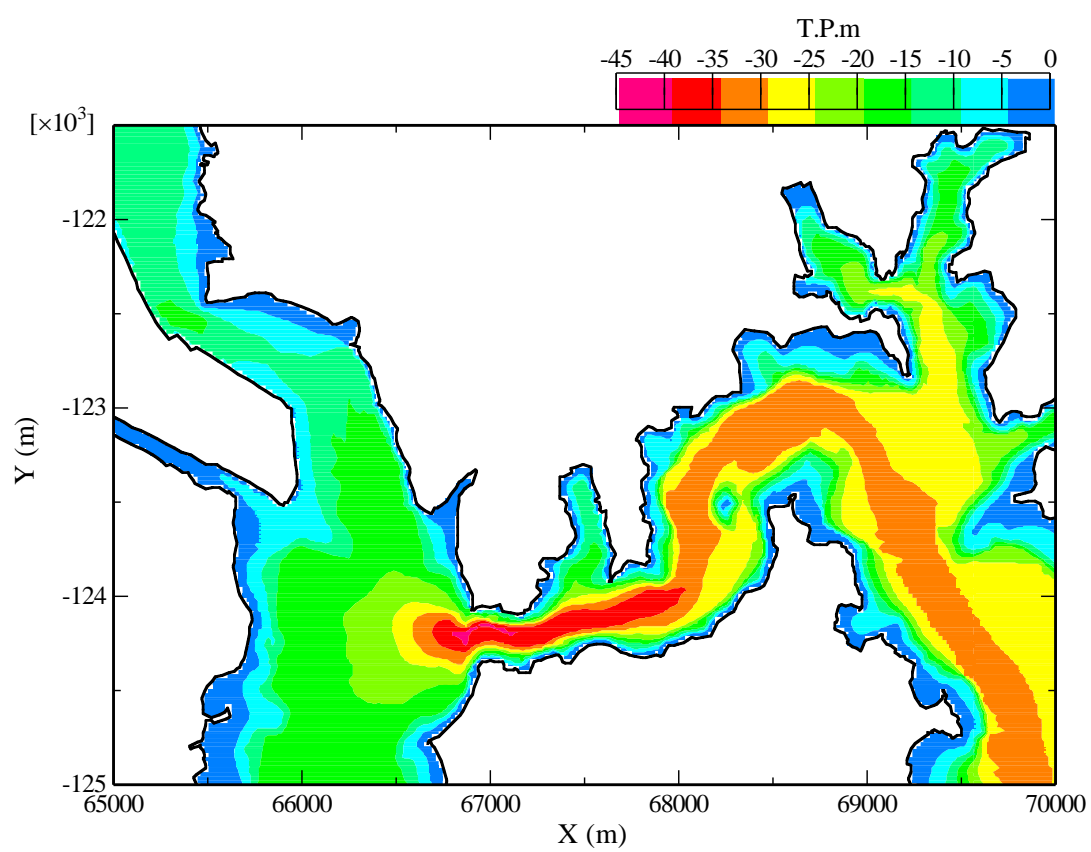


図 2-3-5 標高地形コンター図（大島瀬戸）

2-3-3 格子サイズの設定

数値計算を行う上での格子サイズの設定に関する研究として、David (2007) らは、格子サイズが小さいほど計算精度が高くなるものの、計算負荷が大きくなり、実用性に欠けることがあると述べている。内湾の数値計算について、田中ら (2013) は、地形の複雑さと流速の変動に基づく指標をそれぞれ提案している。中でも、海峡部で格子サイズの違いによる誤差が大きくなったことから、流速の発生しやすい場所では特に格子サイズを細かくする必要があることを提案している。

水平方向について、本モデルの利点は、高解像度化したいコンテナとその解像度を指定・編集するだけで、柔軟に LMR を調整できるところにある。そこで、大島瀬戸と河口の接続部では地形の狭窄による高速流、河口では塩淡水の混合による密度流が生じることから、最高解像度となるように設定し、気仙沼港や舞根湾においても細かい地形を再現させるため、最高解像度とした。安定したセルの受け渡しを行うため、狭窄部においても格子数が横断方向に 10 セル程度あることが望ましいと判断し、最低格子サイズは 20 m とした。総格子数は最小格子サイズのコンテナ数に依存するため、上で述べたことを踏まえて、なるべく少なくなるように配慮した。以下は 2 倍ずつ大きくしてゆき、次に西湾口で 10 セル以上となるように配慮すると 160 m となった。外洋部では開境界の乱れが内湾に影響を及ぼさないように約 20 km 先に設定した。また、開境界では境界をまたいで発生する水平循環流を抑制するために、開境界付近では横断方向に一定水深を設けた。水平方向の格子サイズ分割を図 2-3-7 に示し、作成した地形データを図 2-3-8 に示す。

鉛直方向について、吹送流の影響や河川水の移流・拡散を考慮するため、表層は計算が発散しない程度の 0.2 m とした。そこから徐々に大きくしてゆき、内湾の最大水深は約 40 m であるため、最大でも 5 m とし、外洋部の最大格子は 20 m とした。図 2-3-9 に鉛直方向の格子分割を示す。

以上により、格子数を少なくしつつ計算精度の低下が最小限となるように考慮した。満潮時の総格子数は約 560,000 セルであった。

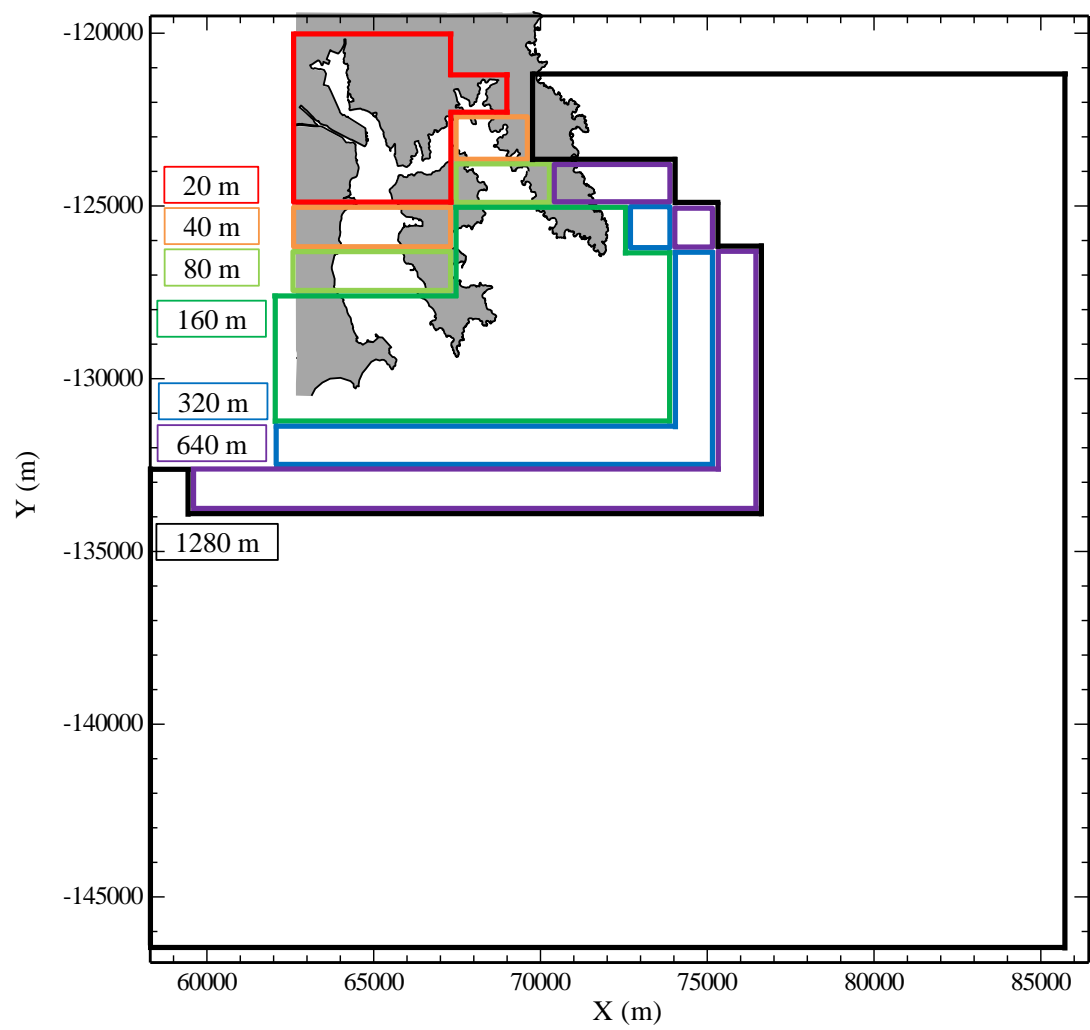


図 2-3-7 水平方向の格子サイズ分割

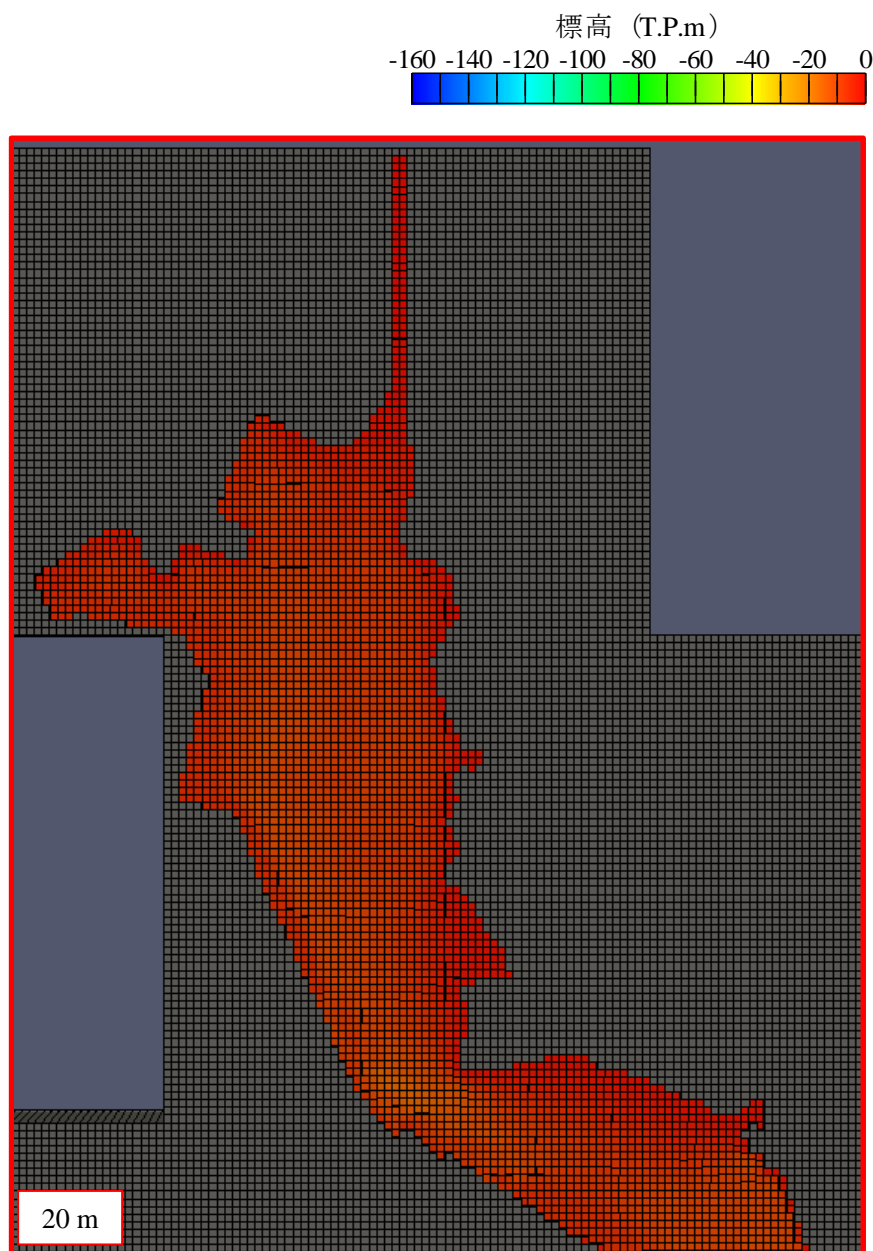


図 2-3-8 (a) 気仙沼港

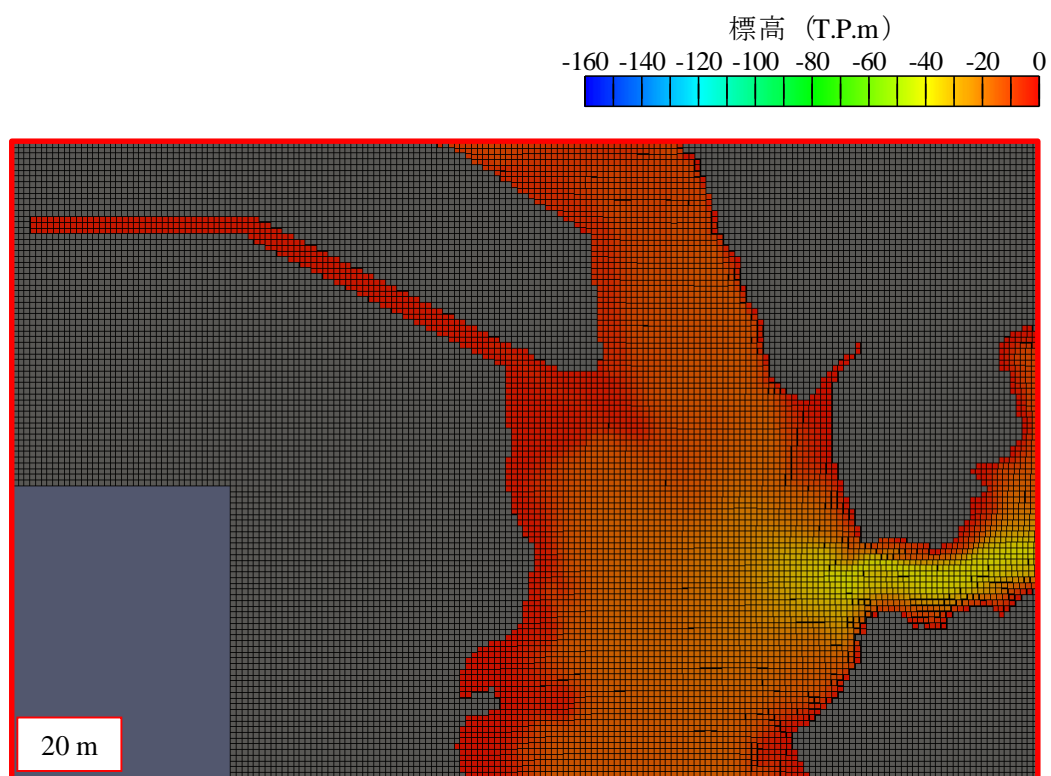


図 2-3-8 (b) 西湾奥, 大川河口付近

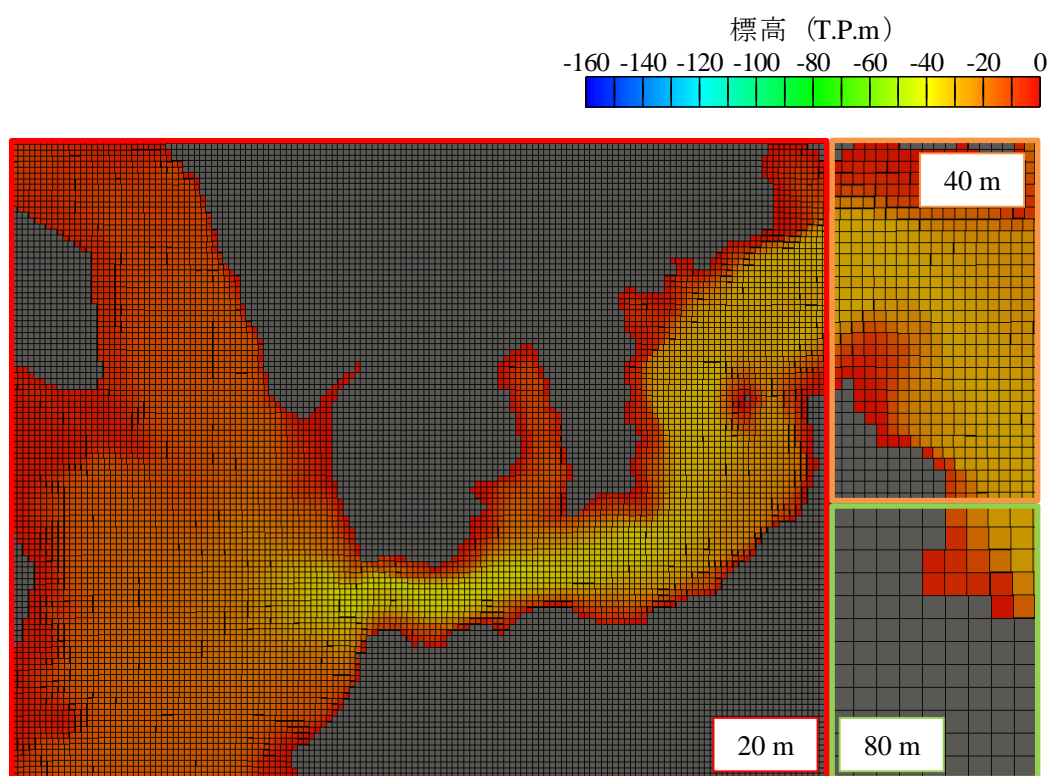


図 2-3-8 (c) 大島瀬戸

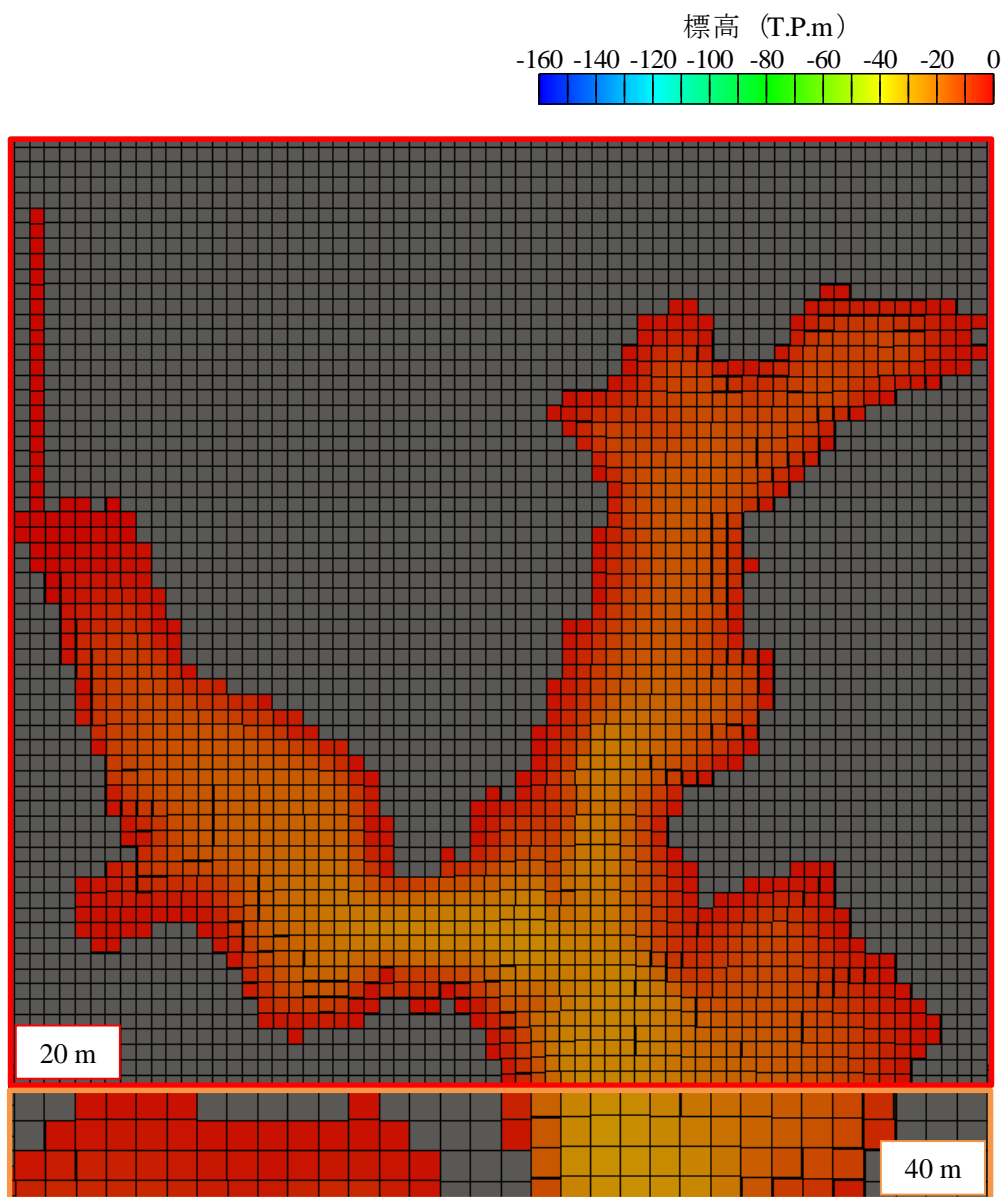


图 2-3-8 (d) 舞根湾

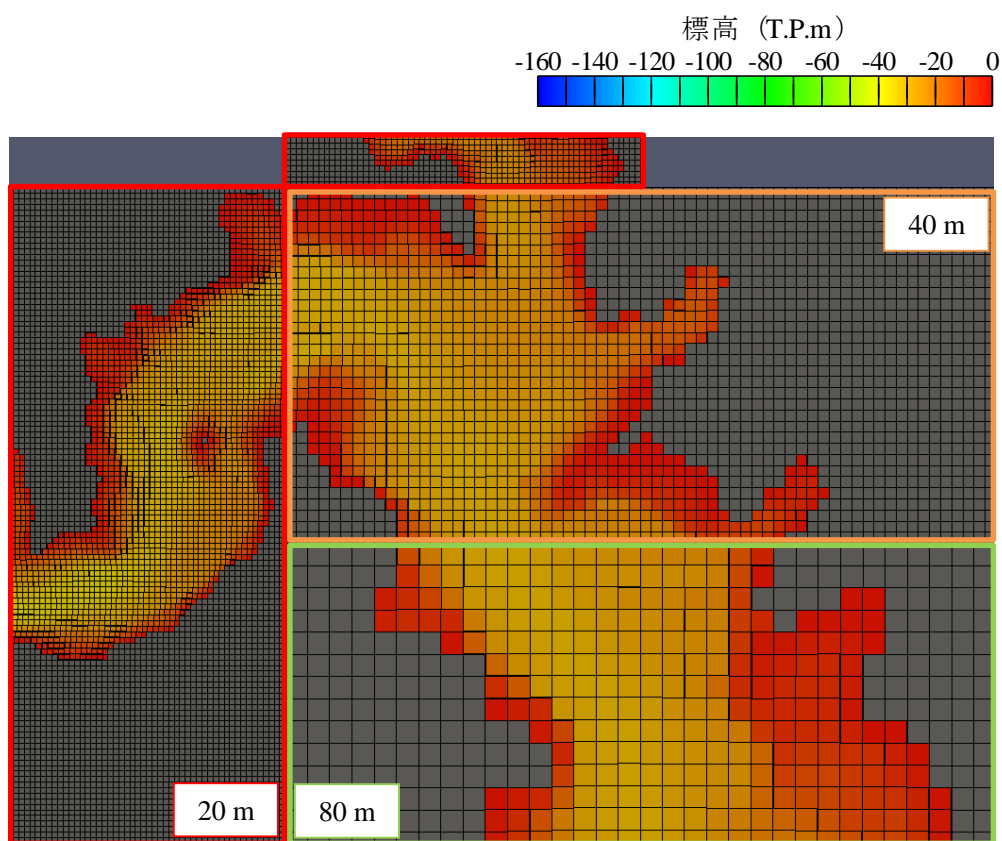


図 2-3-8 (e) 東湾奥

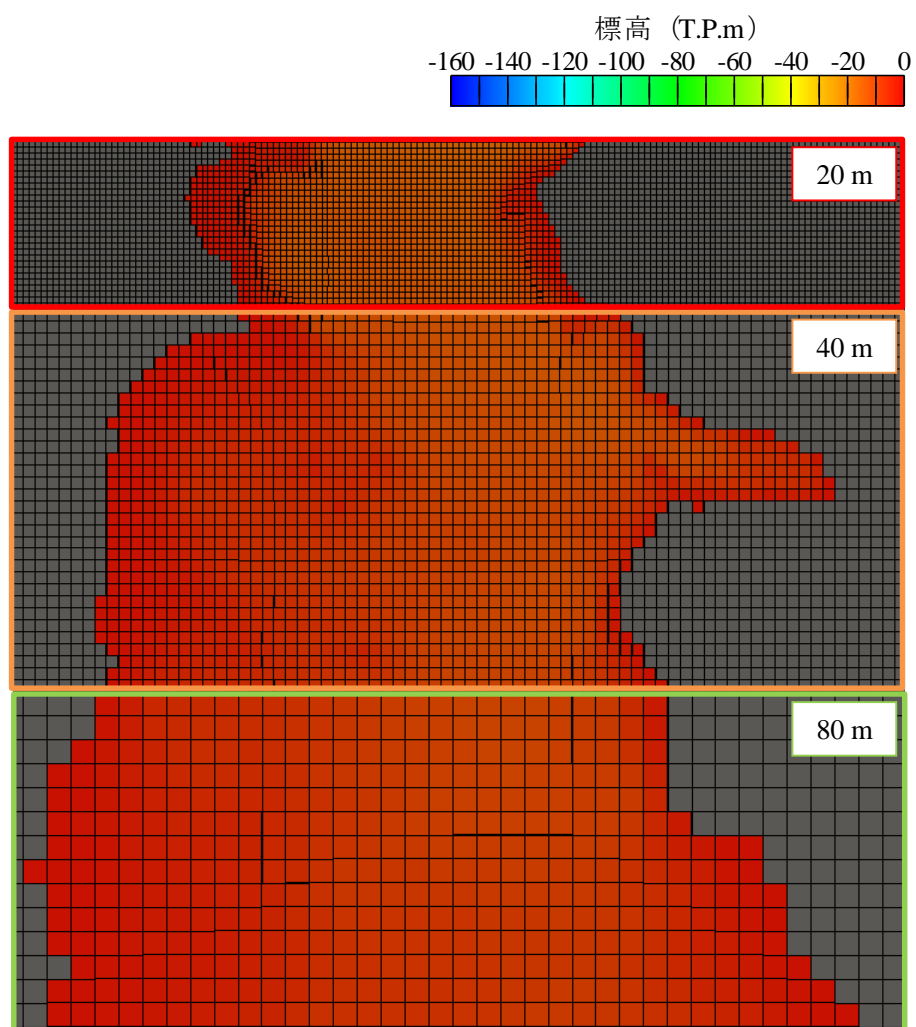


图 2-3-8 (f) 西湾河口

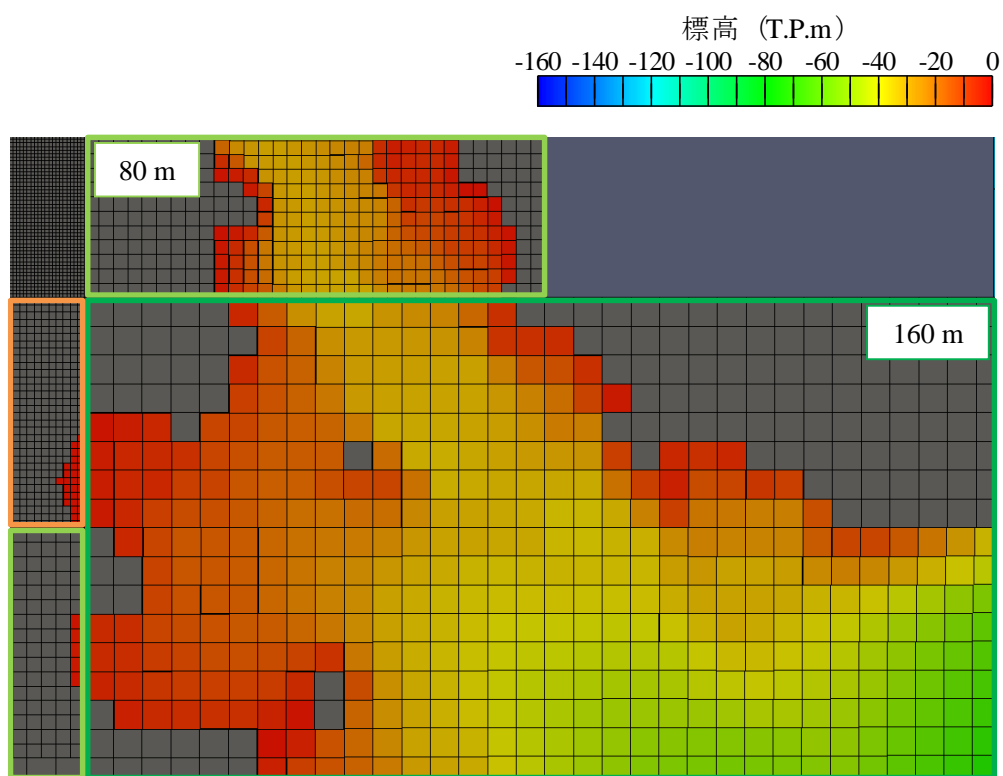


図 2-3-8 (g) 東湾河口

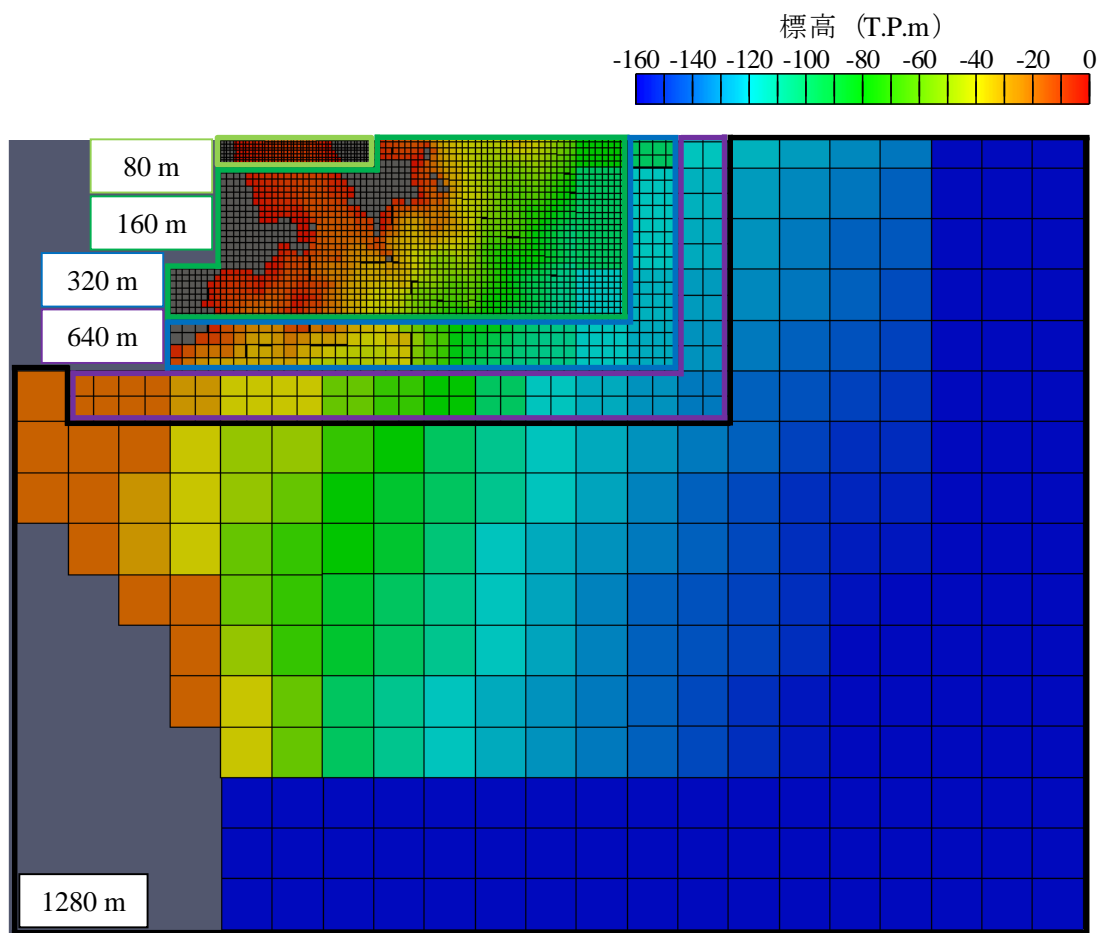


图 2-3-8 (h) 外洋南側

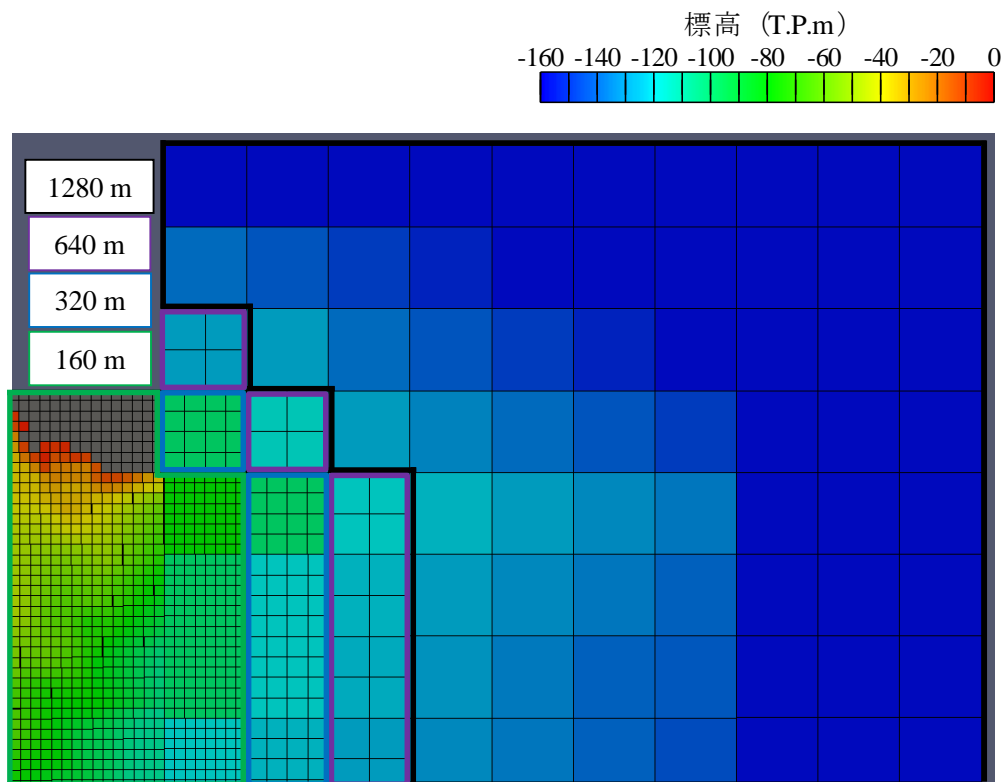


図 2-3-8 (h) 外洋東側

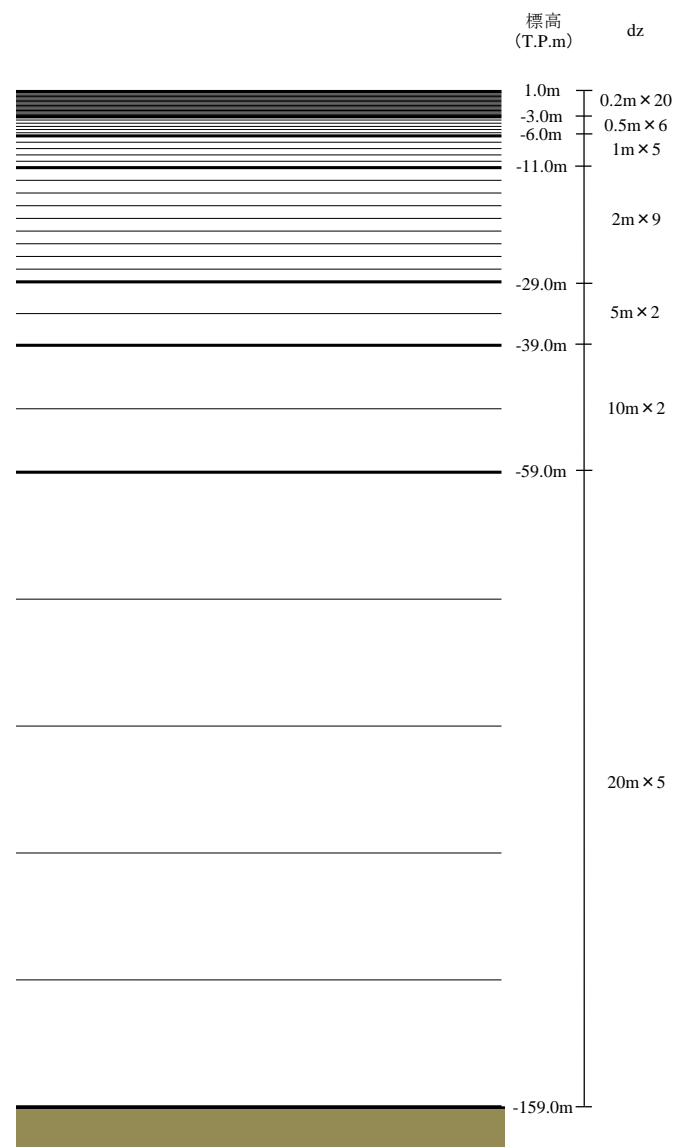


図 2-3-9 鉛直方向の格子サイズ

2-3-4 計算ケース

気仙沼湾における数値計算では、精度検証を行う計算ケースと粒子追跡計算を行う計算ケースの2つに分けて解析を行った。

精度検証の計算では、横山ら（2016）が行った流速モニタリングの結果と比較した。計算期間は2014年4月20日6:00～5月1日0:00で、このうち4月20日6:00～4月23日2:00の約3日間が助走期間であり、4月23日2:00～5月1日0:00の8日間が検証期間である。

粒子追跡計算に用いる計算では、2013年4～5月に行われた *A.tamarense* の計数調査（岩本ら，2018）の流動を再現した。計算期間は2013年4月20日0:00～5月1日2:00で、このうち4月20日0:00～4月23日2:00の3日間が助走期間であり、4月23日2:00～5月1日2:00の8日間が検証期間である。

時間ステップは、 $\Delta t=5s$ とした。

初期条件として、水温は横山ら（2016）の調査結果を参考に、分布を鉛直方向に与え、水平方向には一様とした。塩分は大川の河道内を0，それ以外を33.65で一様とした。

境界条件として、気象は気象台で毎時計測された観測データのうち、気仙沼気象台（風速・風向，気温），大船渡気象台（湿度），仙台気象台（短波放射，雲量）を使用した。大気圧は舞根で独自に観測しているデータを使用した。風速は、局地解析（Local Analysis）のデータを用いて、アメダス風速に1.71倍することで補正を行った。潮汐変動は気象庁によって計測されている鮎川浜のデータを用いた。鮎川浜は気仙沼湾から約60 km離れた場所に位置するが、湾内での実測の潮位変動値と非常に近い数値であることから有効であると判断した。開境界は南側と東側であり、そこから与えた。河川流量は大川（設置点までの流域面積129.2 km²）で計測している水位計の水位データから、水位流量曲線式（2-16），（2-17）によって流量へと変換した。その後、流域面積比から各河川の流量を算出し（式（2-18）），これらを河川上流端から与えた。流入河川は大川（流域面積174 km²），鹿折川（流域面積38.3 km²），西舞根川（流域面積2.4 km²）である。

$$H < 1.30 \text{ m} \quad Q = 2.1H^2 \quad (2-16)$$

$$H > 1.30 \text{ m} \quad Q = 20H^2 - 23.27H \quad (2-17)$$

$$Q_n = Q \times \frac{A_n}{129.2} \quad (2-18)$$

ここに、 H ：大川下流水位， Q ：大川下流流量， n ：各河川（1：大川，2：鹿折川，3：西舞根川）， Q_n ：各河川流量， A_n ：各河川流域面積である。

また、沖側境界に接する計算格子には、水平方向に人工粘性（20.0 m²/s）を与え、境界をまたいで生じる可能性のある水平循環渦の発生を抑制した。底面摩擦係数は全域に $C_d=0.0026$ とした。

計算期間の境界条件を図2-3-10～図2-3-13に示す。

粒子の設置地点は、気仙沼港付近の底層である。岩本ら（2018）が観測した 2013 年の *A.tamarense* 計数調査と地元の漁師らから伺った情報をもとに決定した。設置数は、100m 四方に 1m ずつの計 10,000 個である。計算領域内における粒子の設置点を図 2-3-14 に示す。

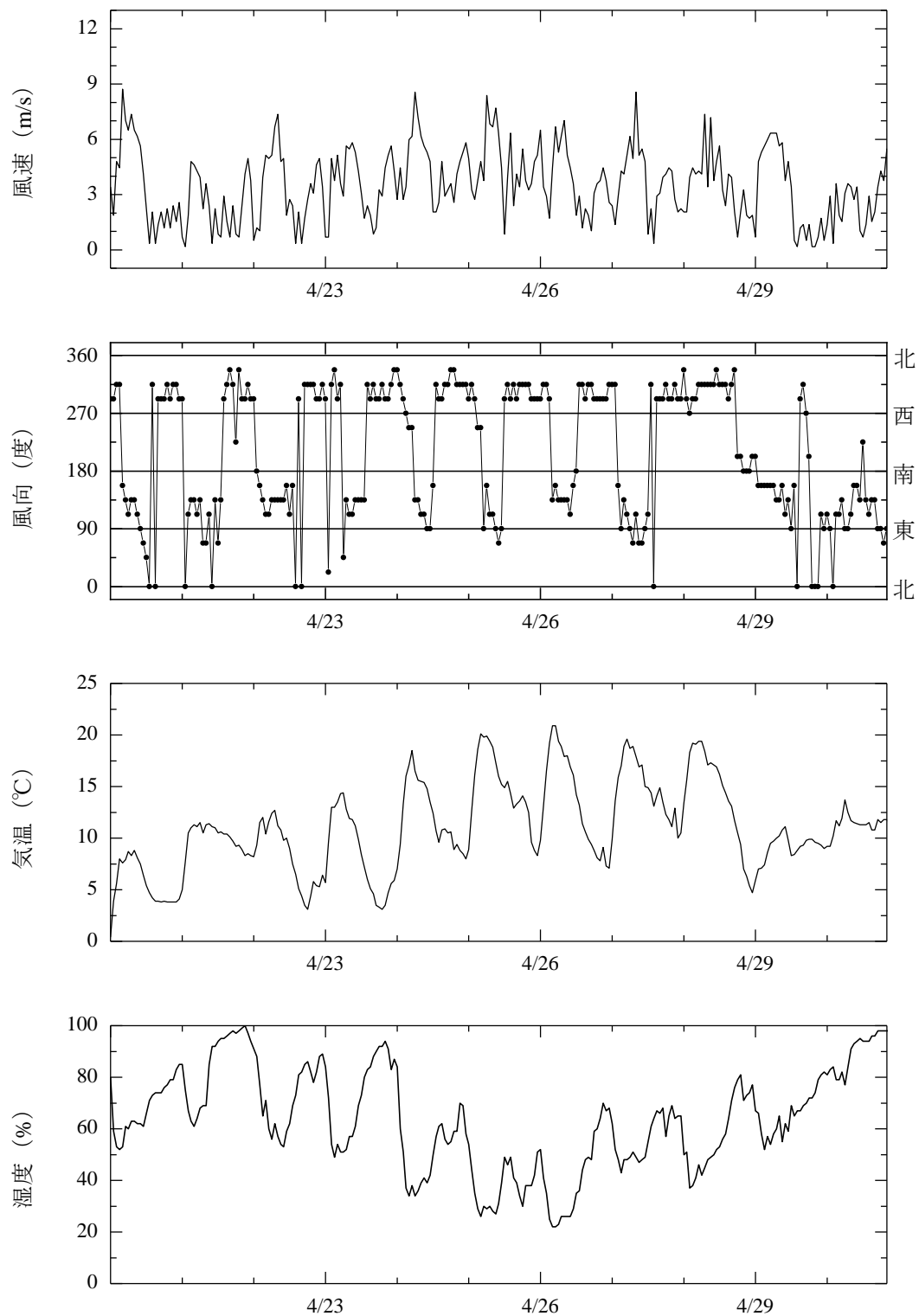


図 2-3-10 (a) 気象の境界条件 (精度検証)

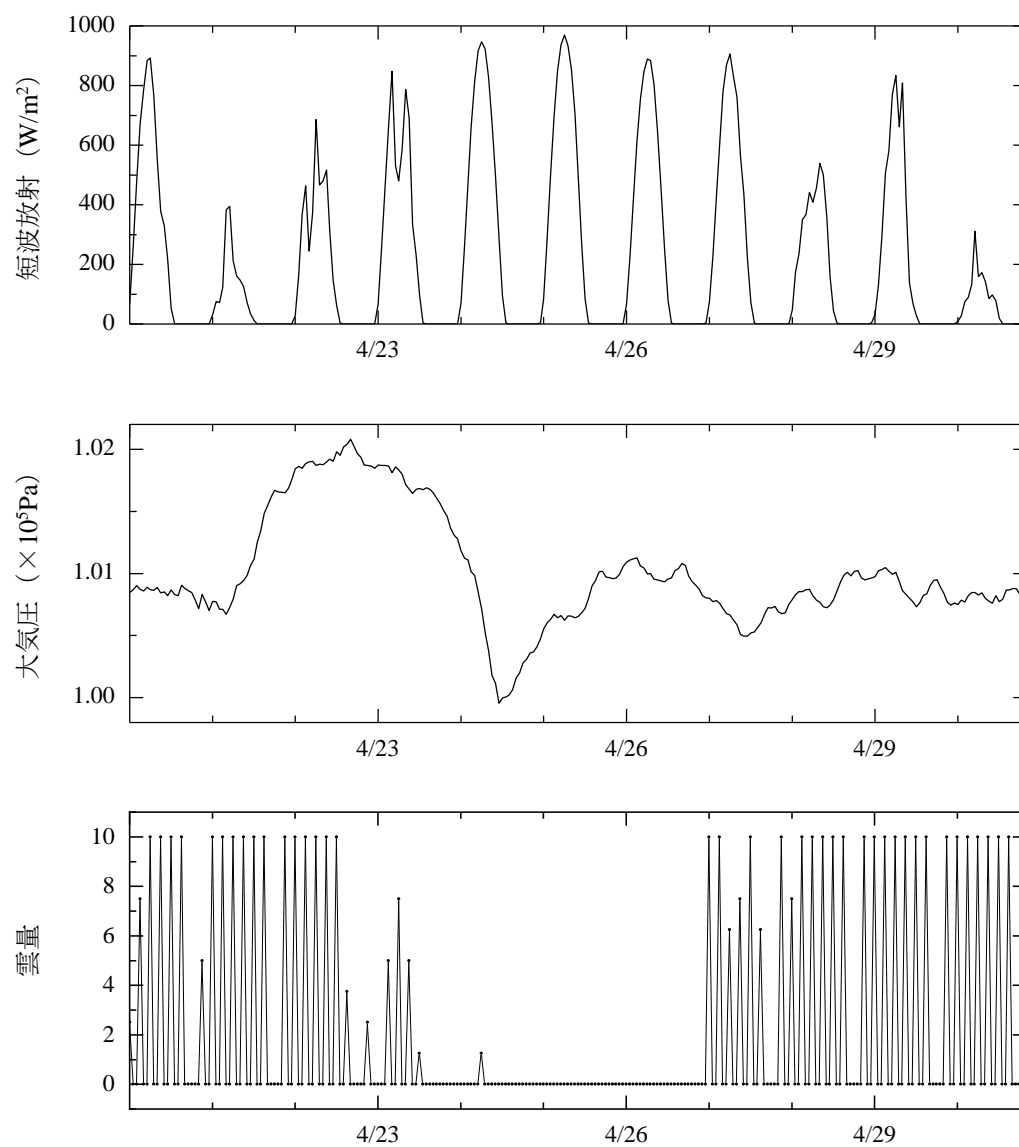


図 2-3-10 (b) 気象の境界条件 (精度検証)

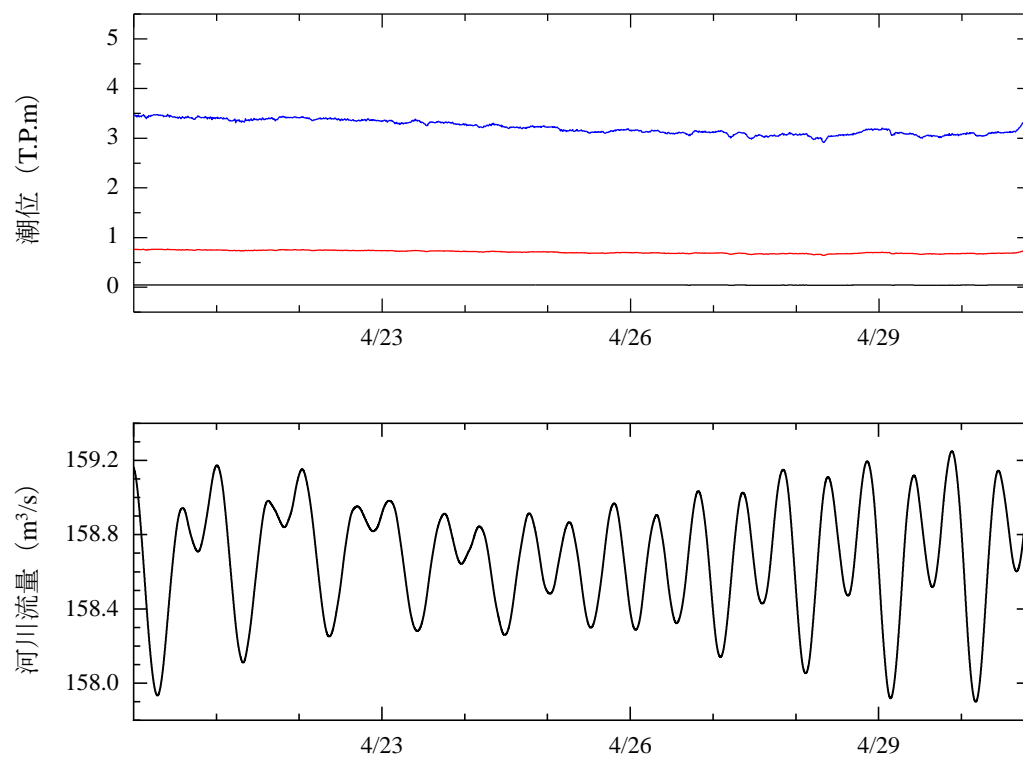


図 2-3-11 潮位・河川の境界条件（精度検証）

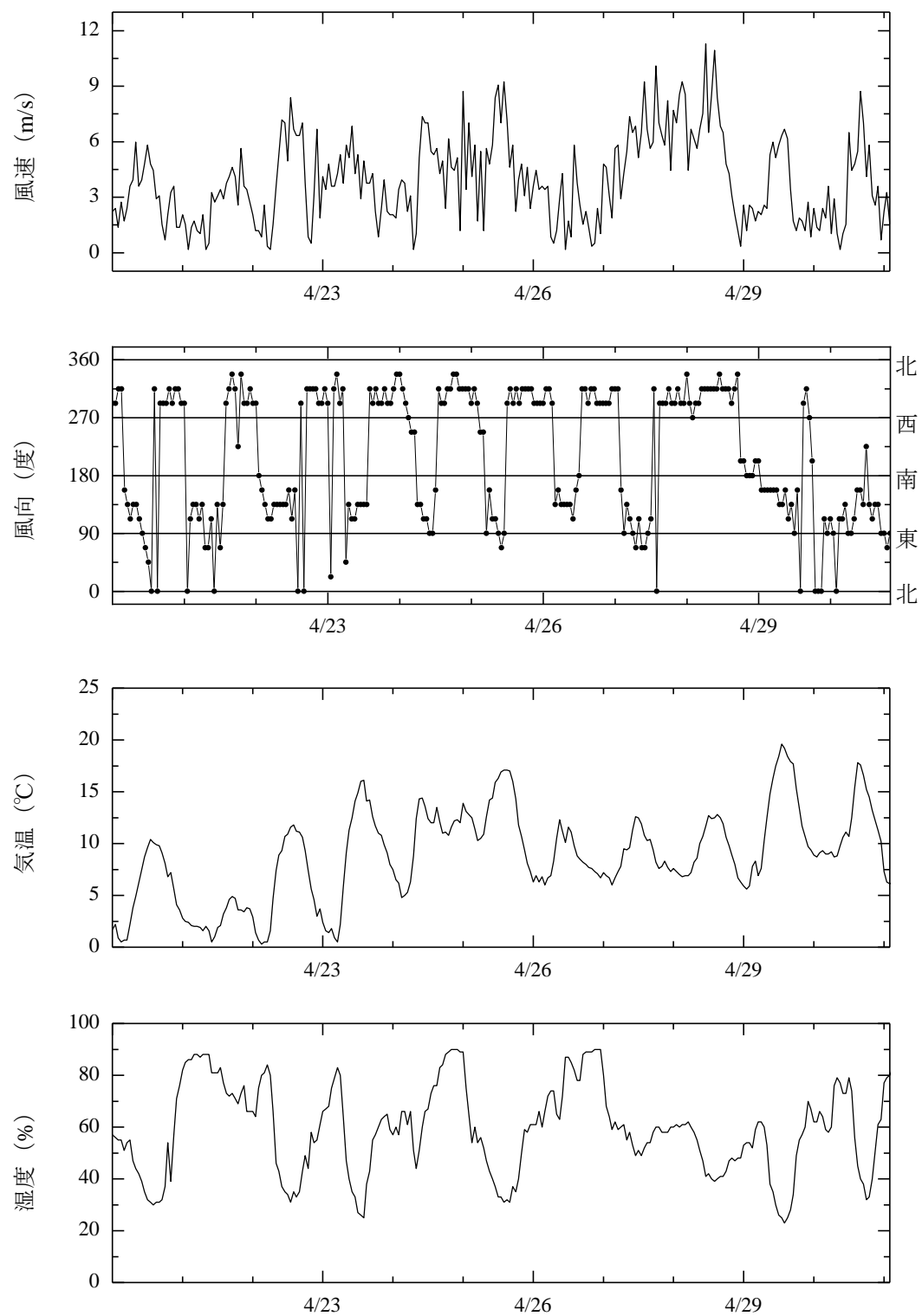


図 2-3-12 (a) 気象の境界条件 (粒子追跡)

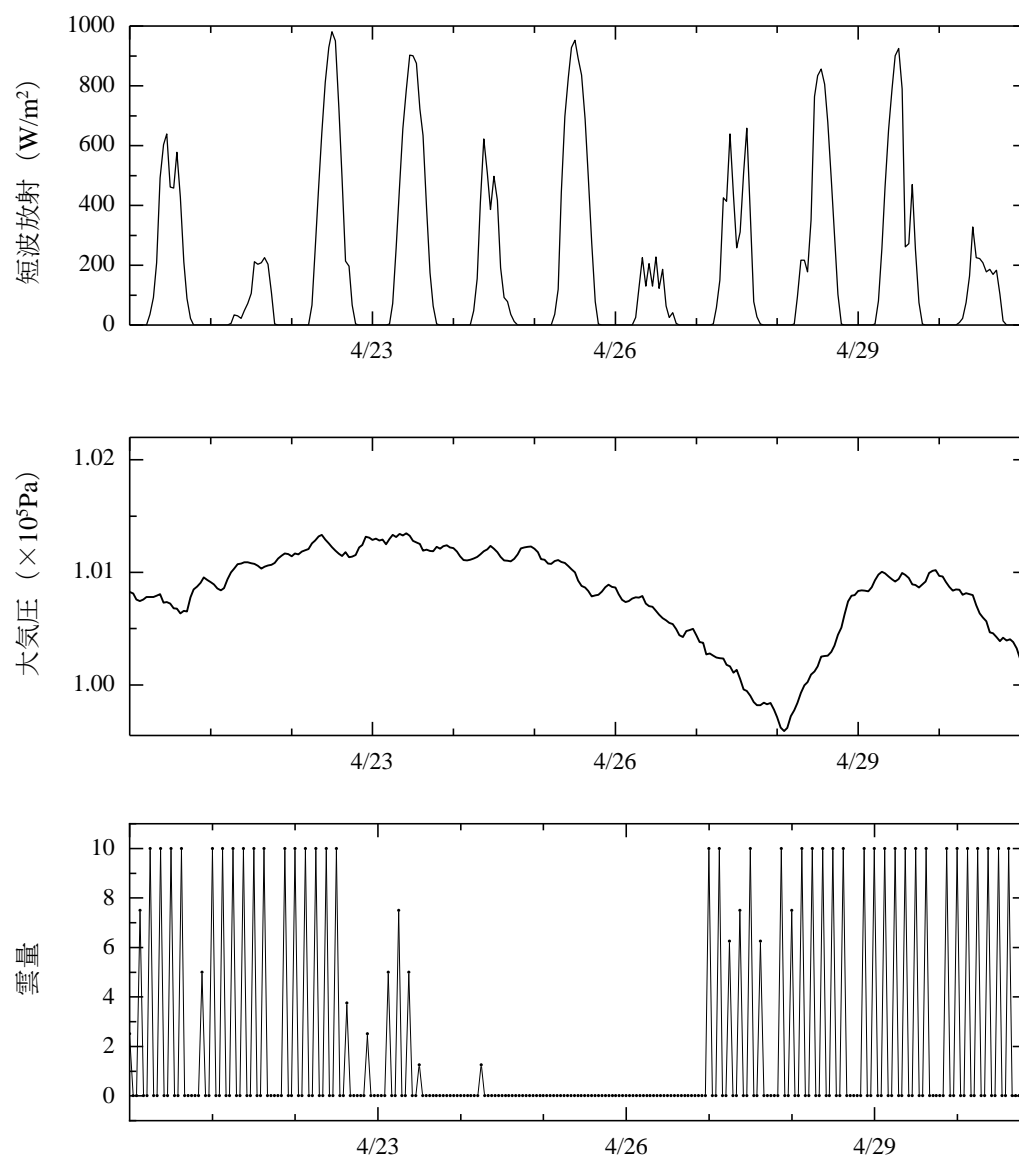


図 2-3-12 (b) 気象の境界条件 (粒子追跡)

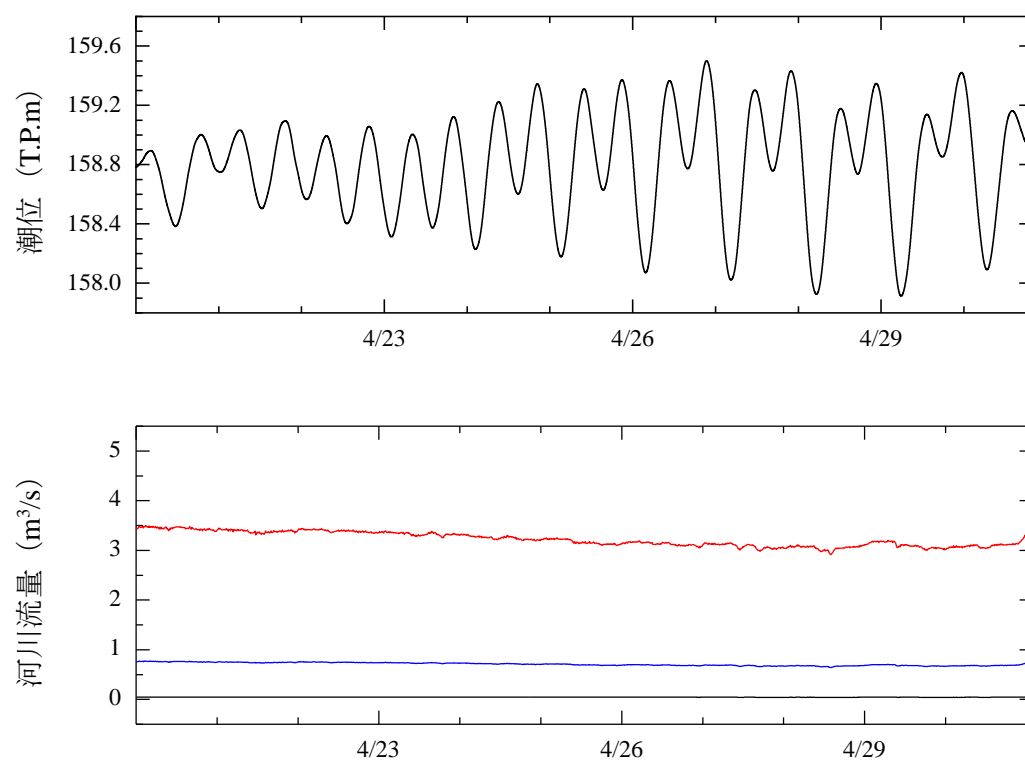


図 2-3-13 潮位・河川の境界条件（粒子追跡）



図 2-3-14 気仙沼湾 粒子の初期設置地点

2-3-5 精度検証用データの取得

計算結果の精度検証に必要な実測データ（水位，流速）については，2010 年 9 月に行われた流動モニタリング調査の結果（横山ら，2016）を用いた．図 2-3-14 に設置図を示す．水位は，水位計（HOBO U20 Water Level Logger）を用いて計測した．観測地点は狭水の大島瀬戸であり，計測間隔は 10 分間である．ここで水位計は圧力を水位に換算しているため，別途大気圧を計測して補正を行った．また，流速は超音波流速計 Acoustic Doppler Current Profiler（米国 RDI 社製 ADCP-WH600，図 2-3-15～図 2-3-16）を用いて，鉛直流速分布を計測した．観測地点は大島瀬戸であり，水深は約 33 m となっている．ADCP を専用の台を取り付け，アンカーを繋げて海底に沈めた．このとき海底からセンサー面までの距離が 2.6 m，センサー付近のブランクが 1.6 m となるため，合計して海底から 4.2 m 分のデータは測定できない．また ADCP には水中ブイを取り付けて上向きに立ち上げ，水面に向かって計測するようにした．このとき，水面付近では水深の約 10% がブランクとなり，st.8 では 3.0 m となる．その結果，大島瀬戸では水深 33 m のうち 25 m 分のデータを計測できる．



図 2-3-14 水位計，大気圧計，ADCP の観測地点



図 2-3-15 超音波流速計

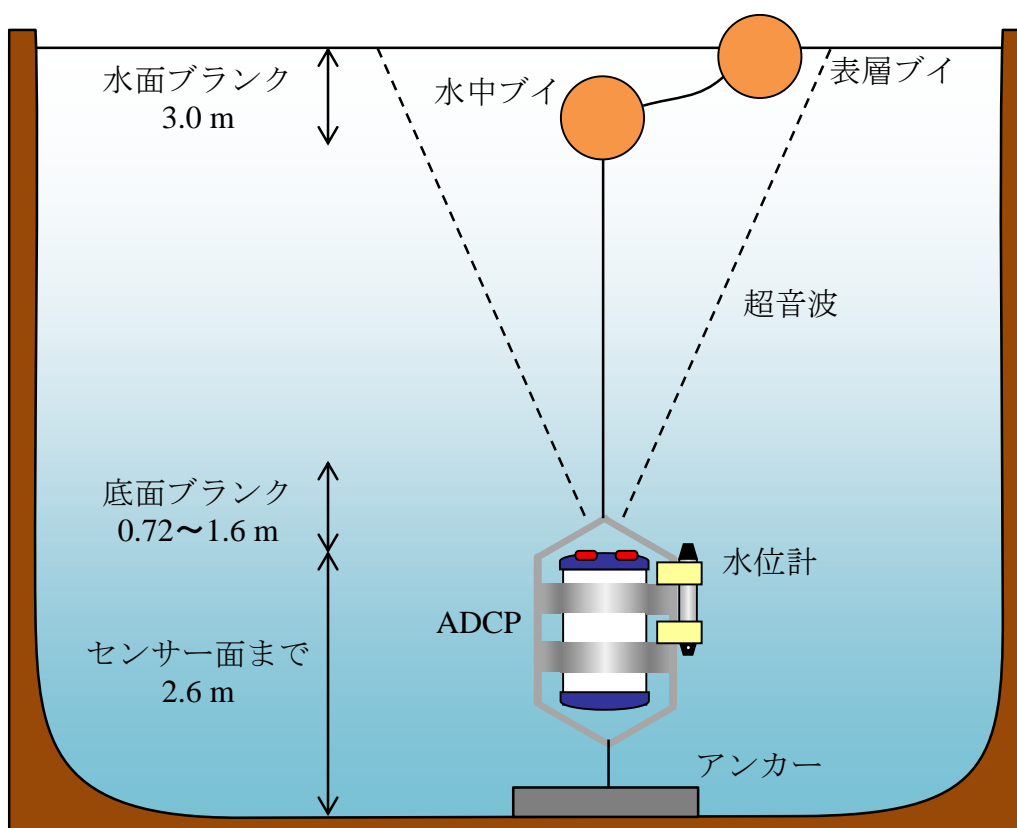


図 2-3-16 ADCP の設置図

表 2-3-1 超音波流速計の諸元

製品名	RDI 社製 WorkHorse Sentinel ADCP
周波数	600 kHz
センサー数	4
音波発信角度	中心線より 20 度
外形寸法	直径 228 mm 長さ 405.5 mm
重量	空中 13.0 kg 水中 4.5 kg
計測可能期間	205 日 (85 秒平均で 20 分間隔の場合)
音波到達距離	最大 50 m

表 2-3-2 超音波流速計の設定

計測間隔	10 分	ping 数	100
計測距離	30 m	水温	10 °C
層厚	0.5 m	塩分	35 psu
層数	64	計測期間	2014/3/15 ～2014/8/13
計測精度	1.18 cm/s		

2-4 粒子の鉛直挙動モデルの方法

2-4-1 密度差に起因する浮上沈降モデル

粒子計算では、エツ卵の密度と周囲水の密度を用いて、stokes 式 (2-16) から浮上沈降速度を算出した。エツ卵の密度は、松井ら (1985) によって、淡水中では沈み、1/32 海水より濃度が高いと表層に浮かぶことが明らかになっているため、エツ卵の密度を 1/32 海水と仮定した。周囲水の密度は、水温と塩分の値を取得し、状態方程式 (UNESCO 式, 1981) (2-17) から密度を算出した。

○ stokes 式

$$w_0 = \frac{1}{18} \cdot \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{\mu} \quad (2-16)$$

w_0 : 沈降速度 (m/s), ρ_s : エツ卵の密度 (997.92361879353 kg/m³),

ρ : 周囲水の密度 (kg/m³), g : 重力加速度 (9.087 m/s²), d : 粒径 (m),

μ : 海水の粘性係数 (1.136 × 10⁻³(N・s)/m²)

○ 状態方程式

$$\begin{aligned} \rho = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2}T - 9.095290 \times 10^{-3}T^2 + 1.001685 \times 10^{-4}T^3 \\ & - 1.120083 \times 10^{-6}T^4 + 6.536332 \times 10^{-9}T^5 \\ & + (0.824493 - 4.0899 \times 10^{-3}T + 7.6438 \times 10^{-5}T^2 - 8.2467 \times 10^{-7}T^3 \\ & + 5.3875 \times 10^{-9}T^4)S_p \\ & + (-5.72466 \times 10^{-3} + 1.0277 \times 10^{-4}T - 1.6546 \times 10^{-6}T^2)S_p^{1.5} + 4.8314 \\ & \times 10^{-4}S_p^2 \end{aligned} \quad (2-17)$$

ρ : 密度 (kg/m³), T : 水温 (°C), S_p : 実用塩分

2-4-2 走光性に起因する鉛直挙動モデル

貝毒プランクトンの鉛直挙動について、*A.tamarense* は一般に日中に水深 5~10 m の亜表層へ浮上し、夜間に底層へ移動する日周鉛直移動を行うことが知られている。既往の研究では、竹内（1988）は沈降速度を 2.5 m/hour、浮上速度を 1.6 m/hour と推定した。樽谷（1999）は雨天もしくは曇天時には高密度層が表層に見られ、その理由として光強度の低下に伴い *A.tamarense* が表層まで移動したことによると示唆した。Fauchot ら（2005）は強光障害を起こす光量子を $300 \mu\text{mol photons/m}^2\text{s}$ と推定し、また、日没前に底層へと移動し、日の出後に底層から上昇することを明らかにした。これらの知見をもとに、粒子の沈降速度を 2.5 m/hour、浮上速度を 1.6 m/hour と仮定し、短波放射から得られる光量子から移動方向をフローチャート（図 2-4-1）に従い決定した。粒子が受け取る光量子は Lambert-Beer の法則（2-18）、透明度を用いた消散係数の推定式（2-19）を用いて算出した。

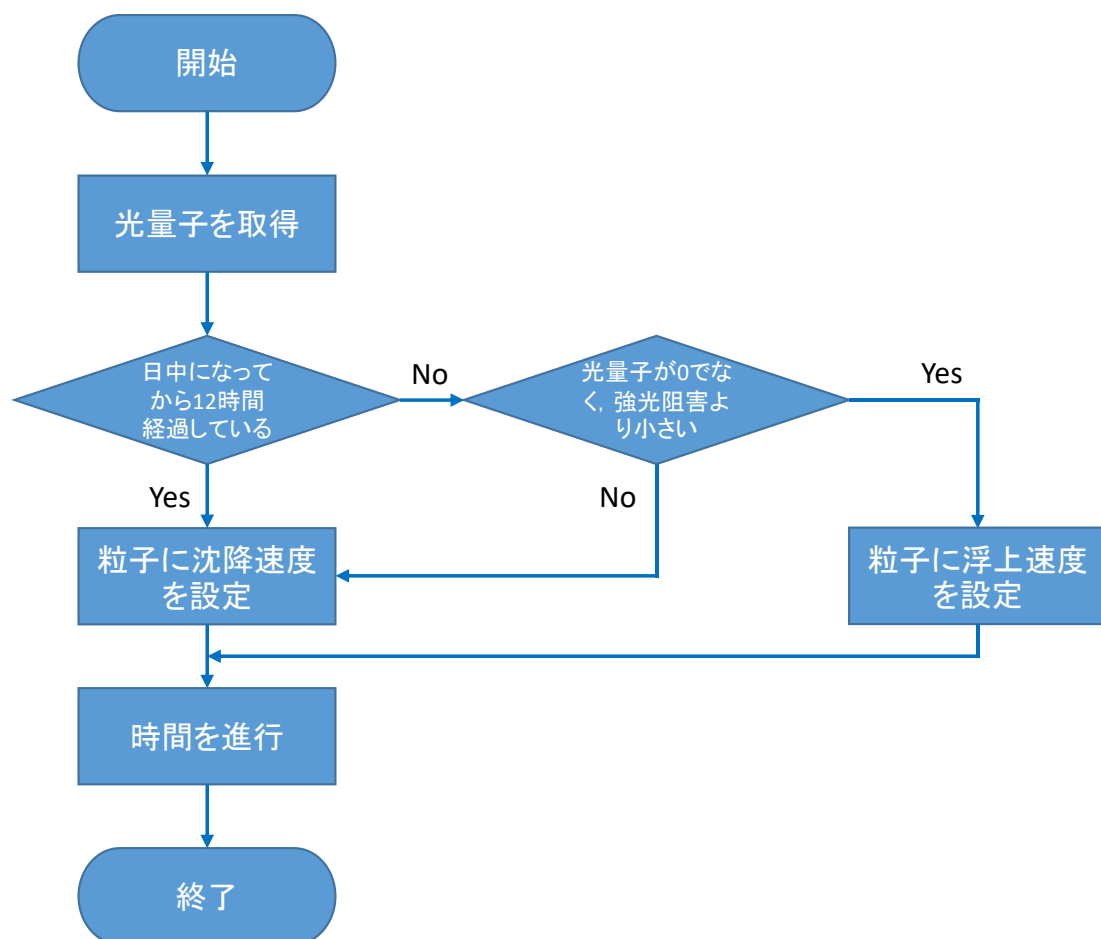


図 2-4-1 粒子の鉛直挙動のフローチャート

○ Lambert-Beer の法則

$$I_z = I_0 e^{-kz} \quad (2-18)$$

I_z : 深さ z (m) の光強度 ($\mu\text{mol photons/m}^2\text{s}$), I_0 : 水面の光強度 ($\mu\text{mol photons/m}^2\text{s}$),
 k : 消散係数, z : 水深 (m)

○ 消散係数の推定式

$$k = 1.7 / Z_D \quad (2-19)$$

k : 消散係数, Z_D : 透明度 (m)

第3章 流動計算の精度検証と粒子追跡モデルの改良

3-1 筑後川における精度検証

3-1-1 水位の計算結果

水位については、河口から 1.0 km（本川下流）、6.5 km（早津江川との分岐部、諸富川との合流部上流）、14.6 km（湾曲部上流）、21.0 km（エツ設置地点上流）の4地点で測定が行われた。そこで、まず地点ごとの水位変動の違いを捉えるために、図 3-1-1 には各地点で計測された水位の実測値を示す。本川 1.0 km の水位変動は正弦波に近く、上げ潮時と下げ潮時の波形は左右対称になっている。しかし、河川上流にむかうにつれて、上げ潮時の勾配は急になり、下げ潮時の勾配は緩やかになっている。本川 21.0 km においては 17.6 km 地点に床固め堰があり、一定水位を超えるまでは河川水が流れにくくなるため、T.P. 0.7 m を境に勾配が変化する。また、水位変動にはタイムラグが生じるため、本川 1.0 km と本川 14.6 km の水位を比較すると、本川 14.6 km 地点のほうが干潮となる時間は約 25 分遅く、干潮となる時間は約 1 時間 10 分遅くなる。本川 1.0 km と本川 21.0 km の水位を比較すると、本川 21.0 km 地点のほうが干潮となる時間は約 3 時間遅くなる。さらに、河川上流に向かうと河道幅が狭くなるため、満潮時の水位は本川 21.0 km が最も高くなっている。このように海域と本川上流では水位変動の位相が異なることがわかる。

図 3-1-2 では、地点ごとに水位の実測値と計算値を比較した。上記で説明した地点ごとに位相の異なる水位変動を良好に再現できていることがわかる。

以上より、本シミュレーターによる水位変動の再現性は十分であると判断した。

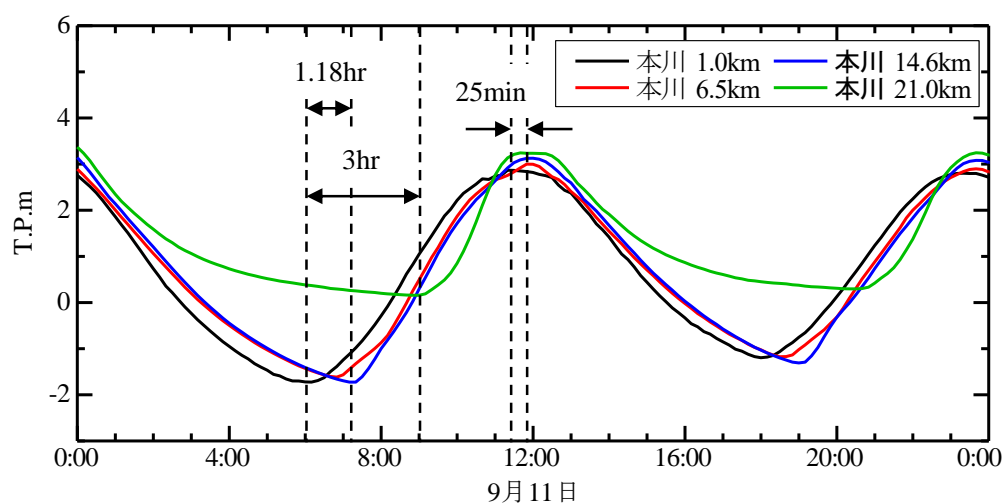


図 3-1-1 地点ごとの実測水位

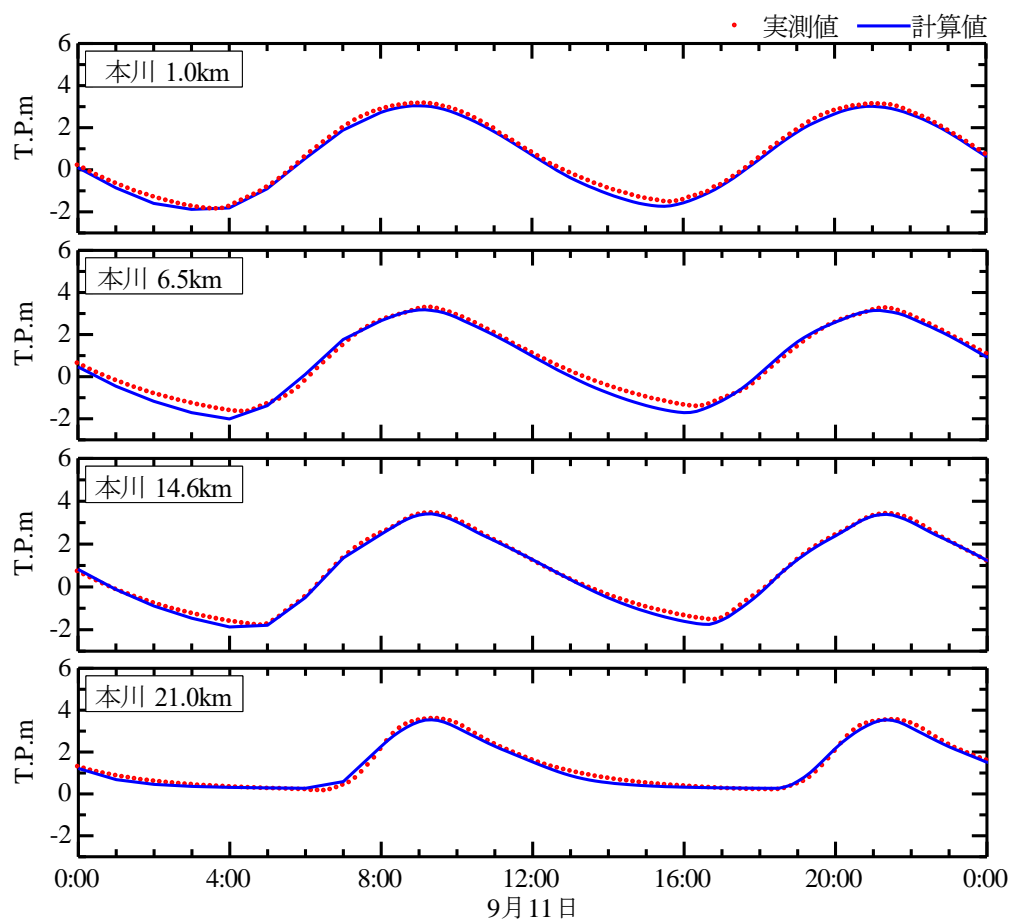


図 3-1-2 水位の精度検証

3-1-2 塩分の計算結果

塩分については、沖合 12.0 km から本川 23.0 km（筑後大堰）までの縦断分布を作成し、実測値と計算値を比較した。図 3-1-3 に上げ潮から干潮までの縦断分布を示す。ただし、実測データは本川 0.0 km から 17.0 km までであり、1 km 間隔に測定された鉛直分布のデータ間を補間し作成した。

上げ潮時では、実測と計算ともに塩分が鉛直一様となっており、強混合型で塩水遡上が遡上する様子が再現できている。塩水遡上距離においては、計算値が実測値より短くなった。満潮時では、遡上距離が計算値より短くなったが、強混合型の混合形態を再現できたと言える。下げ潮時では、計算値の塩分が実測値より抜けにくく、遡上距離が実測値よりも長くなったが、干潮時には河口 0 km より上流は淡水で満たされており、塩水が海域へと抜けていく様子が再現できたと言える。

以上より、塩水の遡上距離に課題が残るが、満潮と干潮において塩分の縦断分布から本シミュレーターによる塩水遡上運動の再現性は十分であると判断した。

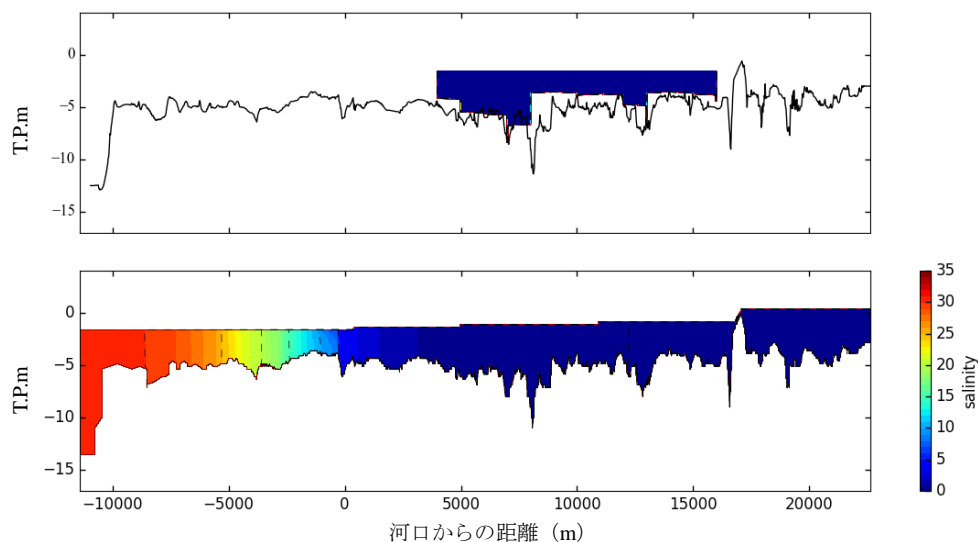
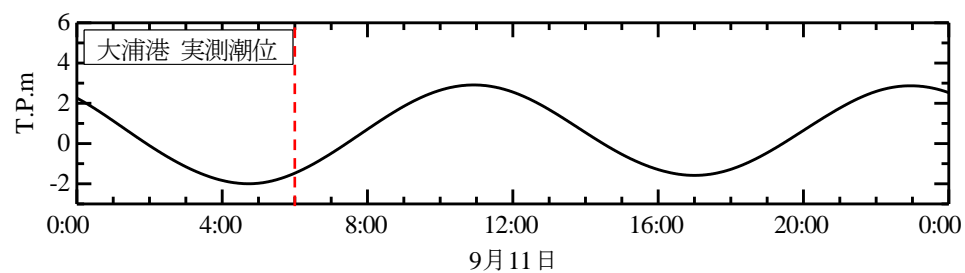


図 3-1-3(a) 塩分の精度検証 (上げ潮)

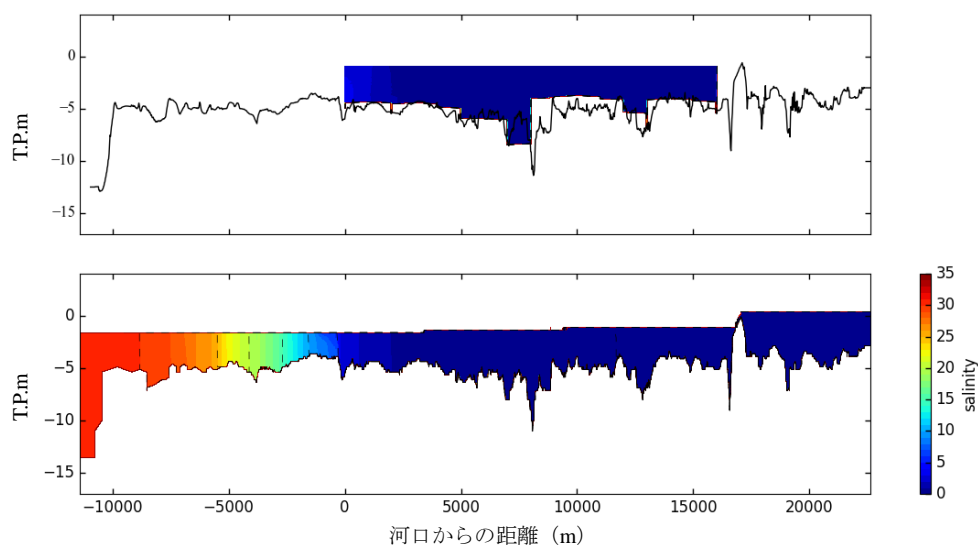
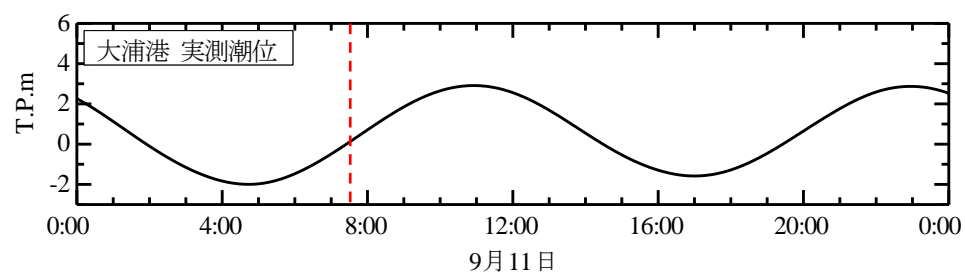


図 3-1-3(b) 塩分の精度検証 (上げ潮)

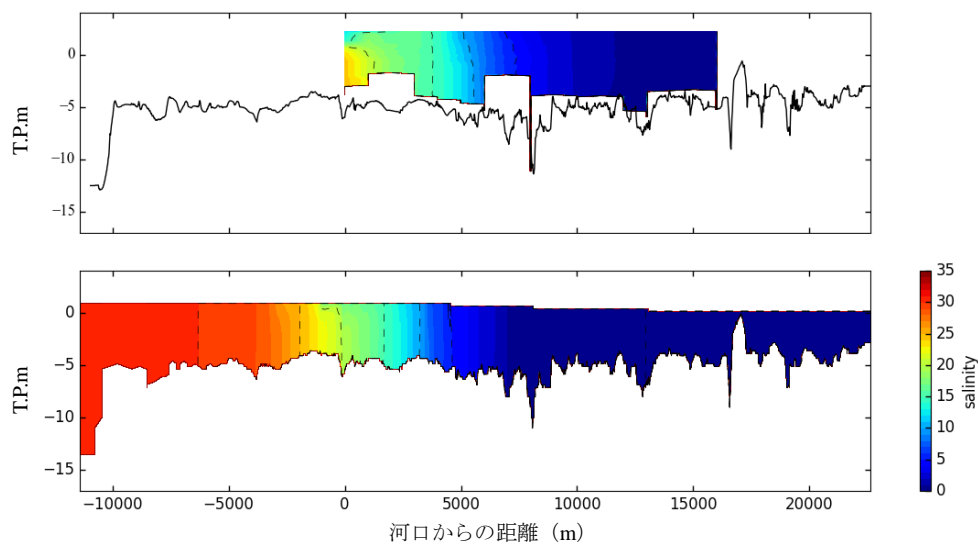
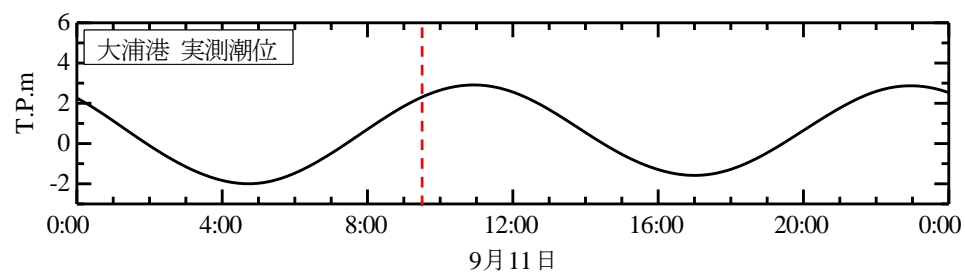


図 3-1-3(c) 塩分の精度検証（上げ潮）

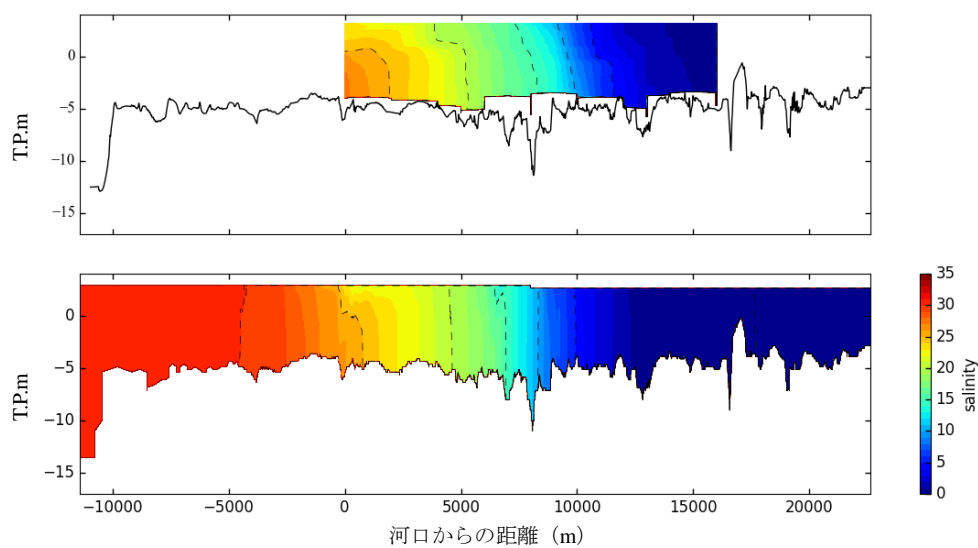
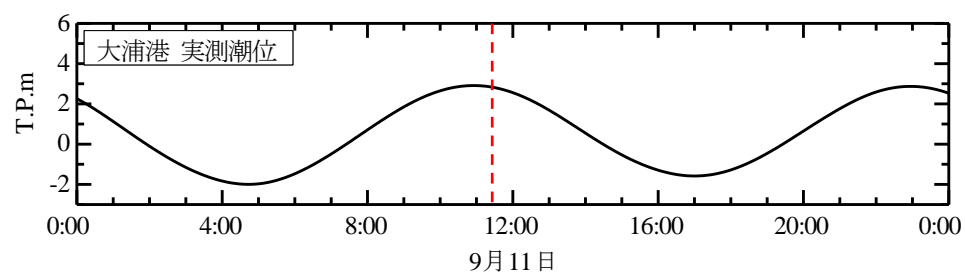


図 3-1-3(d) 塩分の精度検証（満潮）

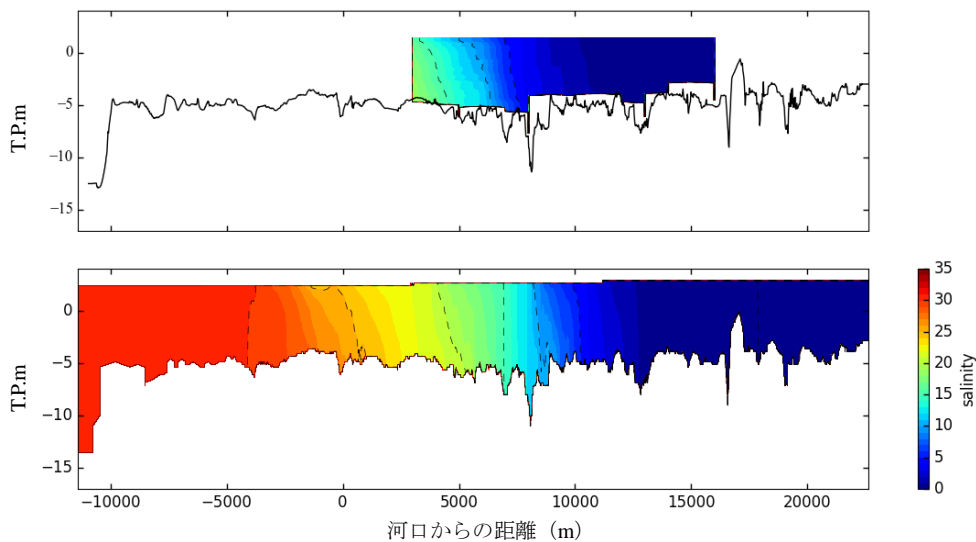
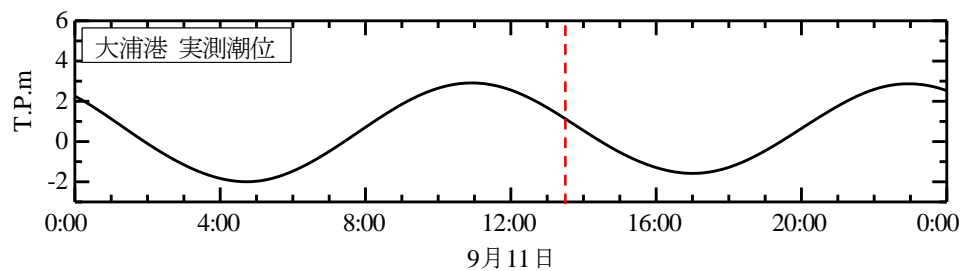


図 3-1-3(e) 塩分の精度検証 (下げ潮)

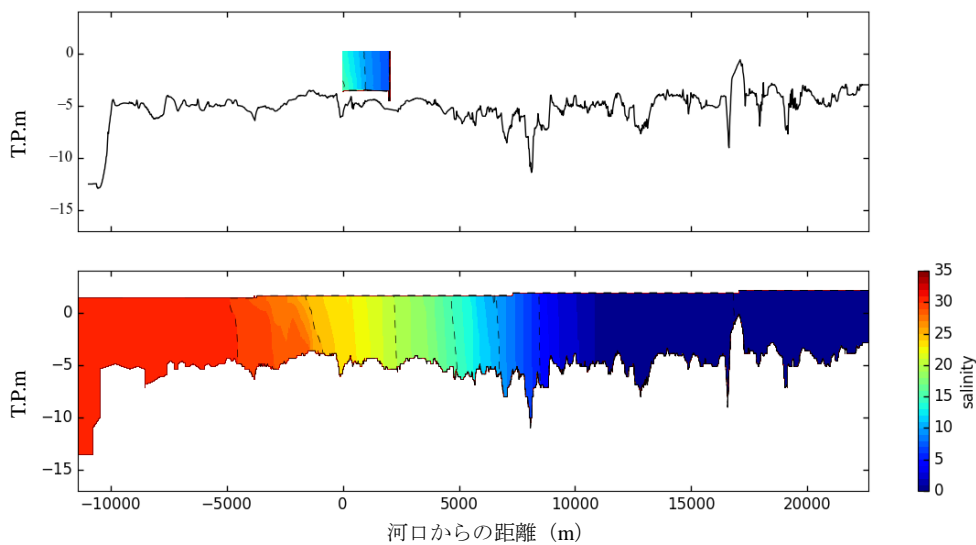
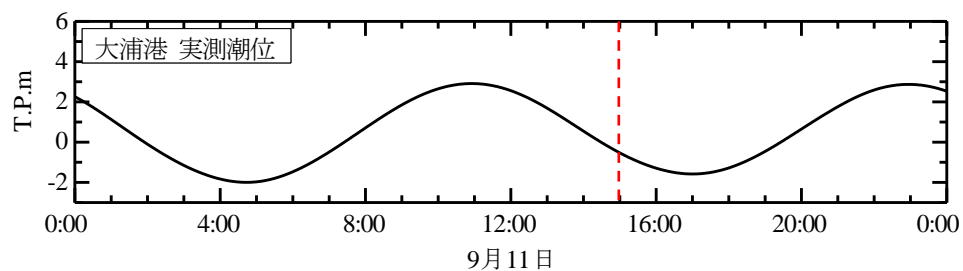


図 3-1-3(f) 塩分の精度検証 (下げ潮)

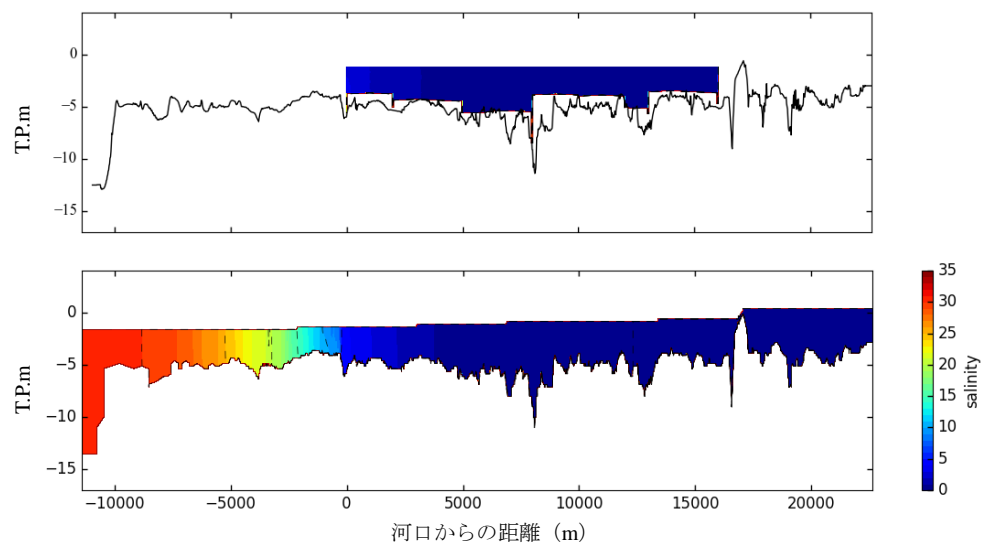
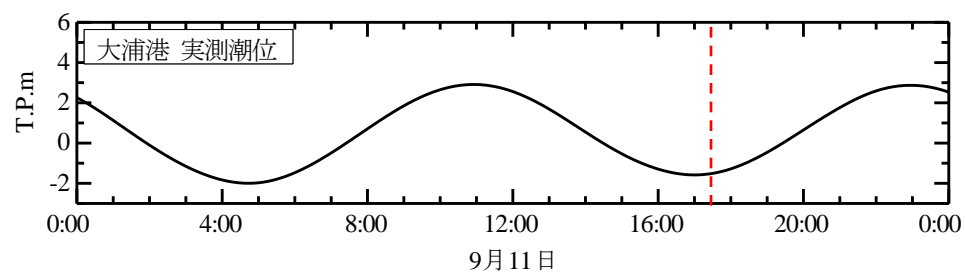


図 3-1-3(g) 塩分の精度検証 (干潮)

3-2 気仙沼湾における精度検証

3-2-1 水位の計算結果

狭水道の ADCP に設置した水位計のデータを用いて、水位の時間変動による精度検証を行った。図 3-2-1 に検証結果を示す。

気仙沼湾における大潮最大時の干満差は、大島瀬戸で 1.563 m である。また、干満差の大きい潮汐と小さい潮汐が交互に発生していることが確認された。水位の実測値と計算値の波形を比較すると、振幅、位相共に両地点で同様の波形をしており、大潮と小潮で位相の異なる水位変動を良好に再現できていることが確認された。

以上より、本シミュレーターによる水位変動の再現性は十分であると判断した。

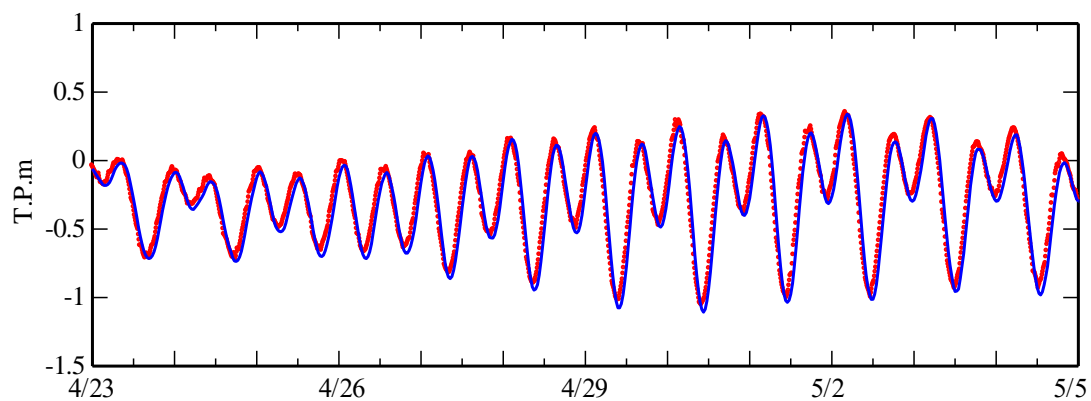


図 3-2-1 水位の精度検証

3-2-2 流速の計算結果

大島瀬戸の海底に設置した超音波流速計のデータを用いて、主流方向流速の時間変動による精度検証を行った。実測値の全ての水深、期間を平均すると、主流方向は東北東（正）－西南西（負）方向であったため、これを主流方向として扱った。この流向は大島瀬戸の滞筋の向きと一致していた。検証水深については、機材の仕様上、表層約 3 m と底層約 4 m が欠損となるため、安定してデータが得られた 5 m, 10 m, 15 m, 20 m, 25 m の 5 水深とした。図 3-2-2 に 5 水深の検証結果を示す。

水深 5 m では、4 月 23 日から 28 日、4 月 30 日から 5 月 2 日の期間において正方向である東北東方向への流速がなく、再現性があまり良くないと言える。原因として、観測地点の狭水道に接する陸域は標高が高く、風向が制限されているため、実際の風向と計算における境界条件の風向が異なったことが考えられる。その他の期間においては正方向の流速が起きており、実測値を再現していると言える。水深 10 m, 15 m では正方向、負方向に往復流が発生しており、再現性が良いと言える。水深 20 m, 25 m においては往復流が発生している一方、実測値に比べて流速が過大に計算されている期間がいくつか確認された。5 水深において多少の相違はあるものの、流動の位相と振幅が概ね一致していることから本シミュレーターによる流速の再現性は十分であると判断した。

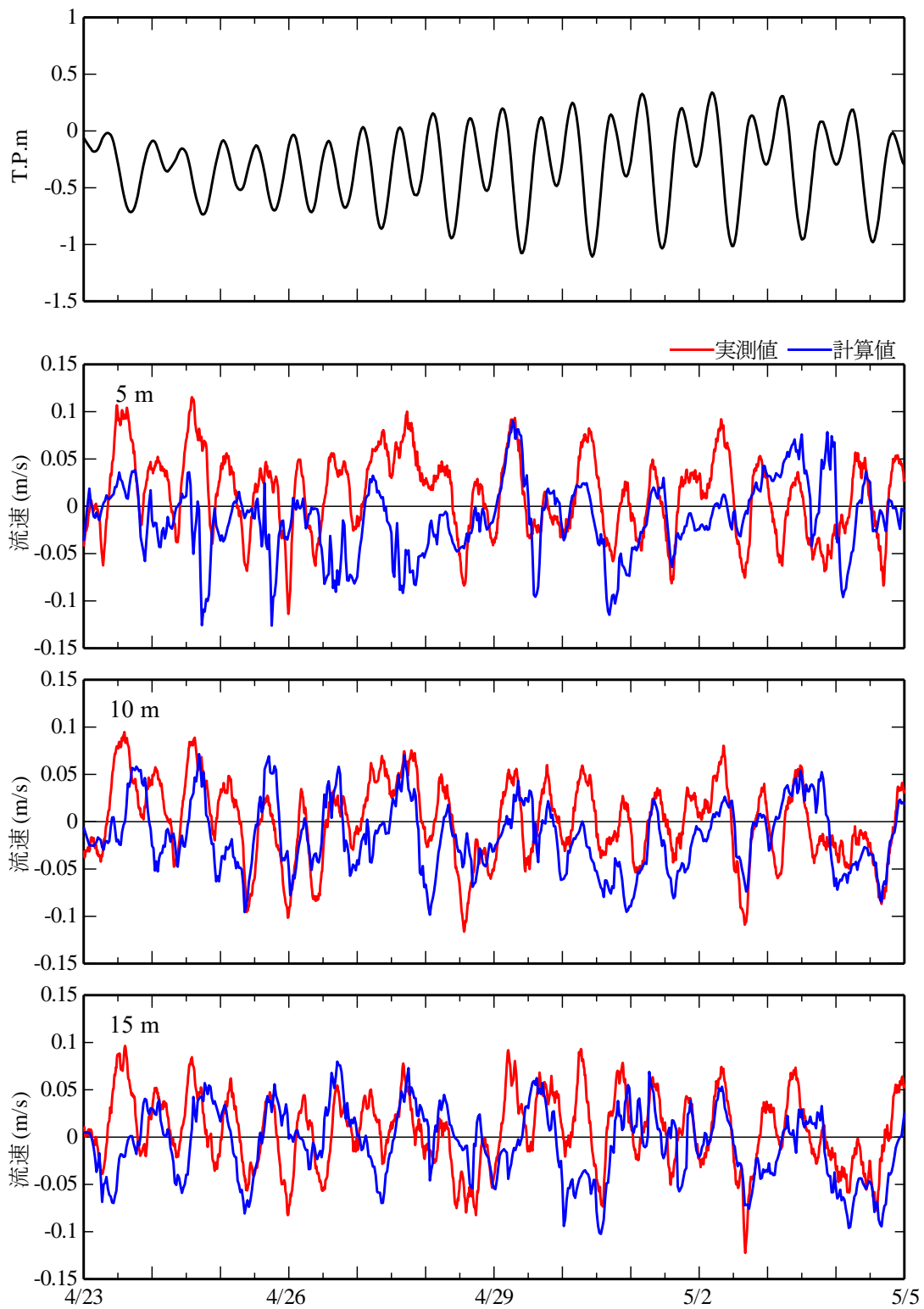


図 3-2-2(a) 流速の精度検証

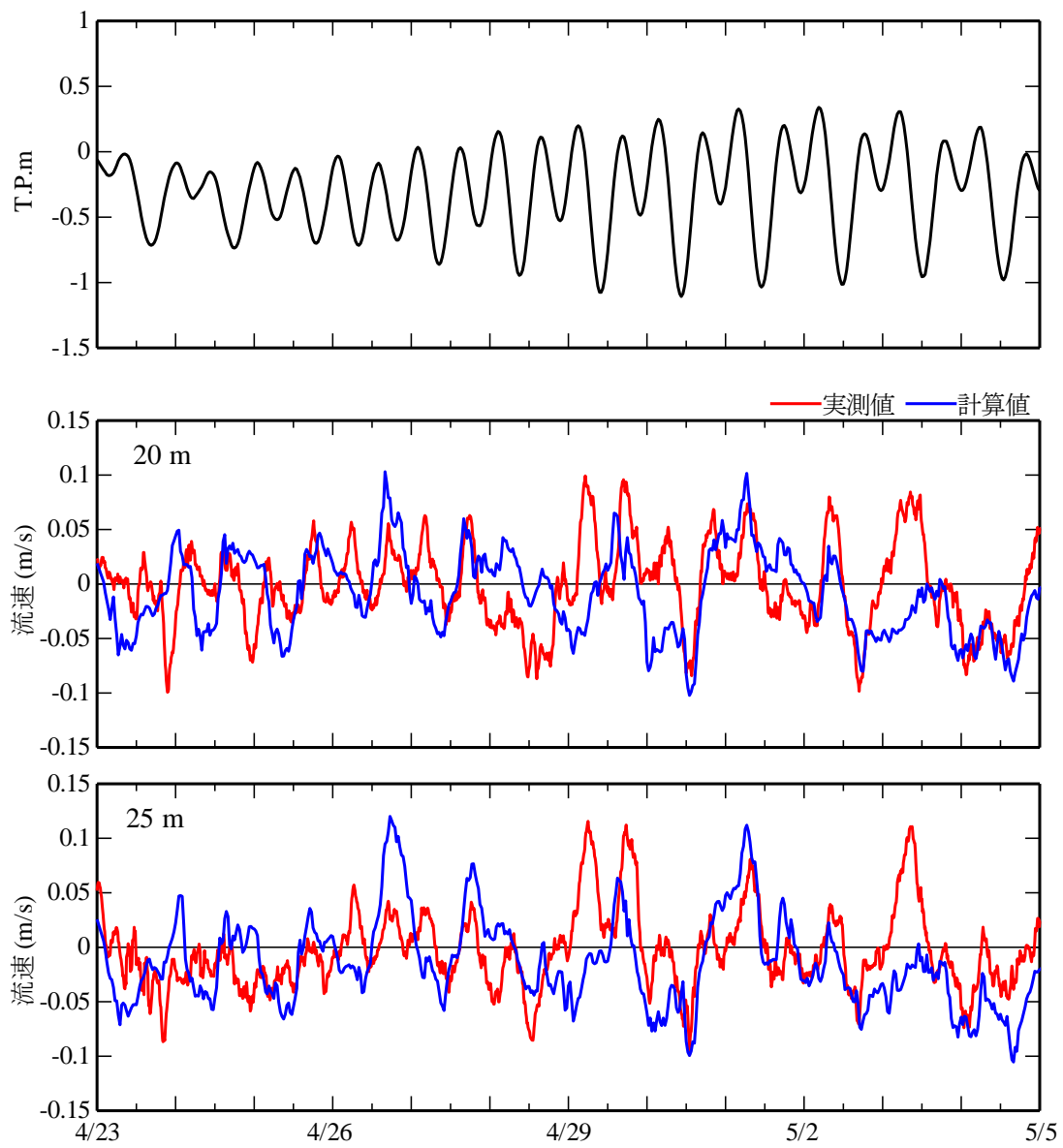


図 3-2-2 (b) 流速の精度検証

3-3 粒子追跡モデルの改良

3-3-1 鉛直移動量修正モデルの概要

精度が検証された流動モデルの出力結果を用いて、粒子追跡計算を行った。筑後川において底層に座標のみを持ち、流動によってのみ挙動する中立浮遊粒子を設置し、追跡計算を行った。その結果、約半分の粒子が底層の計算セルの側面にトラップされ、挙動を正確に解析することができなかった。粒子の分布を解析した結果、鉛直座標系を用いた数値計算では底面を連続的に表現することが難しく、河床標高が連続的でない地形を計算に用いた結果、粒子が底面セルの側面にトラップされていたことがわかった。そこで本研究では、底面セルの側面で水平挙動が制限されている粒子について、水平方向の移動を保存したまま鉛直方向に引き上げるモデルを組み込んだ。図 3-3-1 に鉛直移動量を修正するアルゴリズムの概念図を示す。

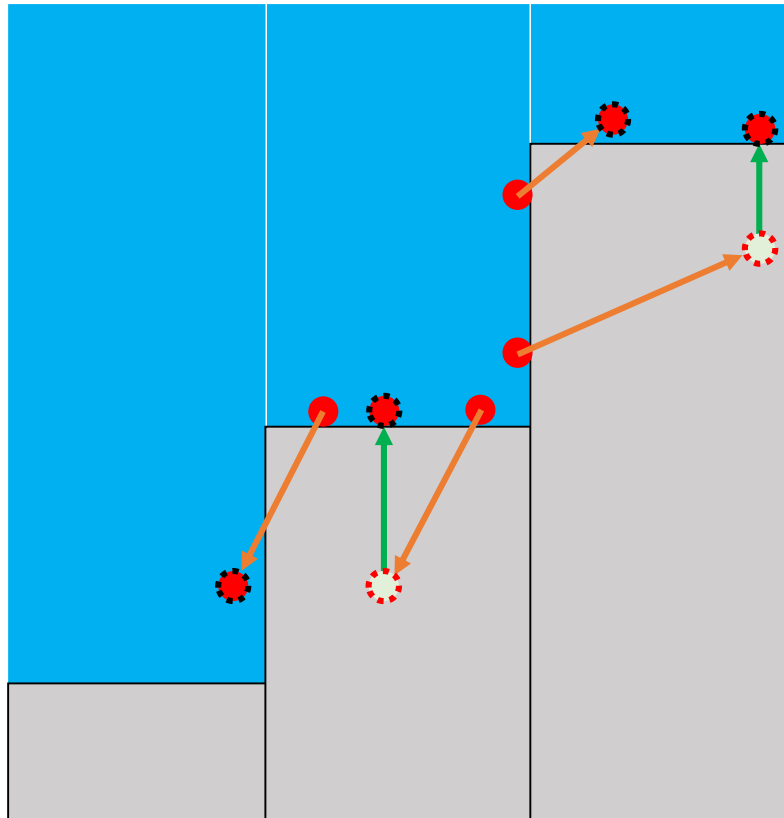


図 3-3-1 鉛直移動量を修正するモデルの概念図

3-3-2 筑後川における修正モデルの検証

鉛直移動量を修正するモデルを組み込み、粒子を area 1 に設置して計算を行った。その結果、粒子は底面セルにトラップされることなく平面的な挙動を確認することができた。図 3-3-2 に筑後川の領域分け図を、図 3-3-3 に粒子の水平挙動分布を示す。

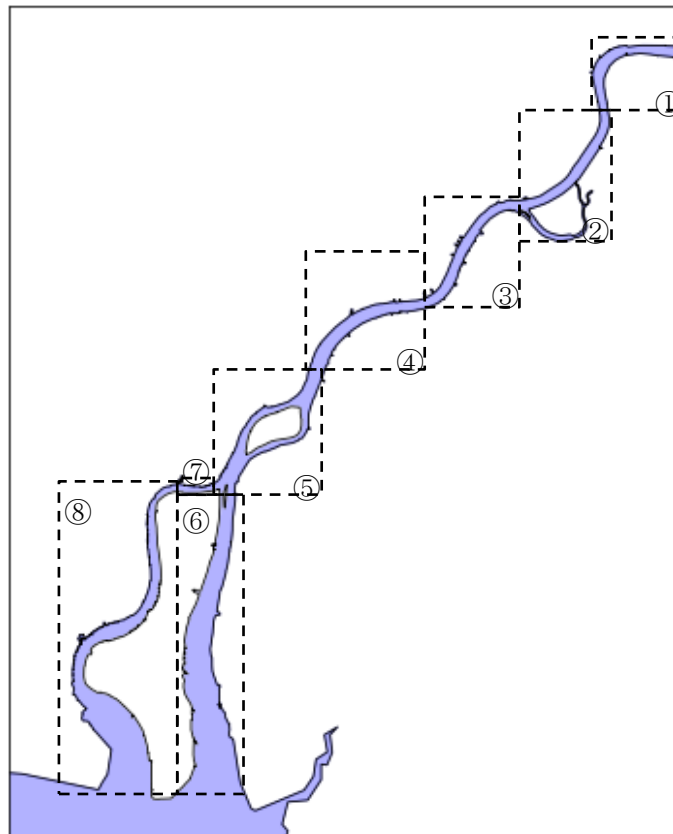


図 3-3-2 筑後川の領域分け

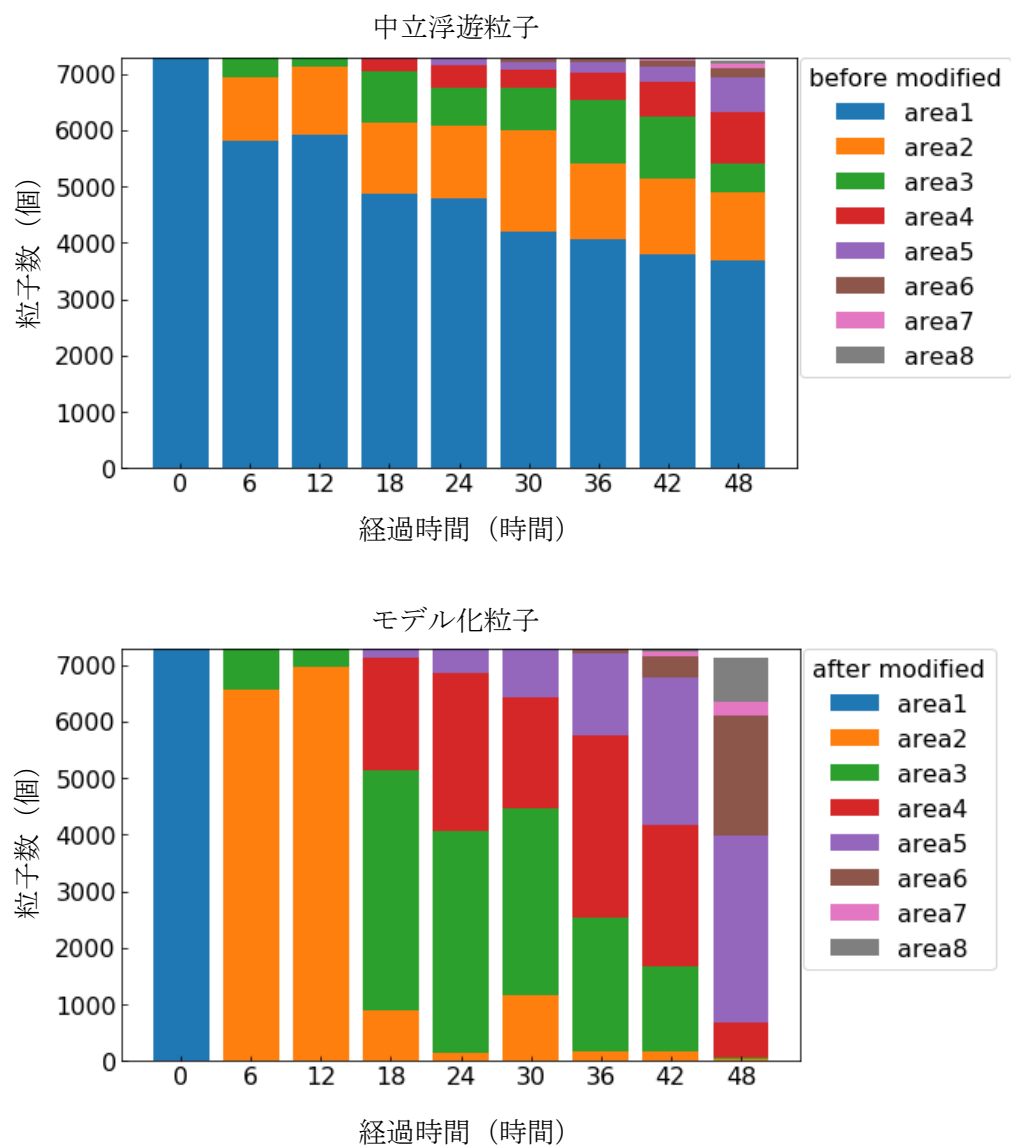


図 3-3-3 筑後川における粒子の水平分布

3-3-3 気仙沼湾での適用

気仙沼湾においても中立浮遊粒子を area 1 に配置して挙動を解析した結果、粒子に鉛直移動量を修正するモデルを組み込んだ前後で違いが見られなかった。気仙沼湾で粒子が底面セルにトラップされた原因として、設置してすぐのタイミングで湧昇流が起きており、ほとんどの粒子が表層に移流したことが考えられる。一方筑後川では、粒子を設置した部分の河道が直線状であったために鉛直方向に流速がなく、水平方向に移流した結果底面セルに引っかかったと考えられる。図 3-3-4 に気仙沼湾の領域分け図を、図 3-3-5 に粒子の水平挙動分布を示す。

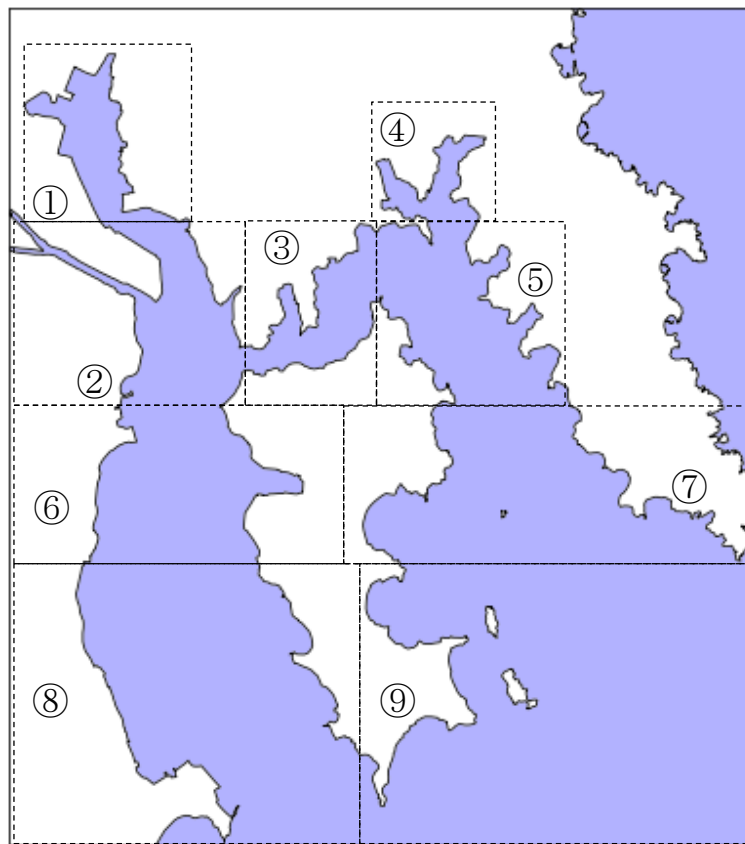


図 3-3-4 気仙沼湾の領域分け

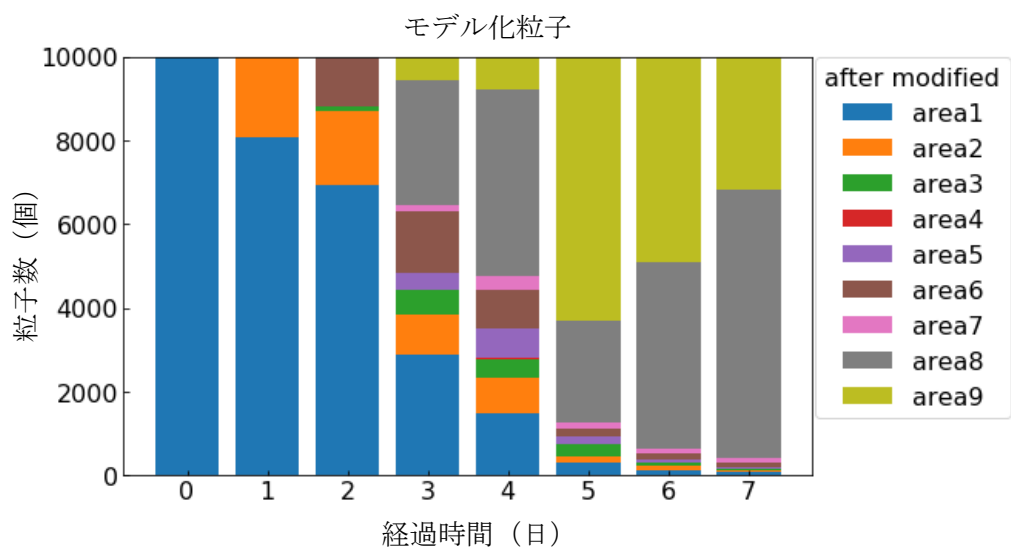
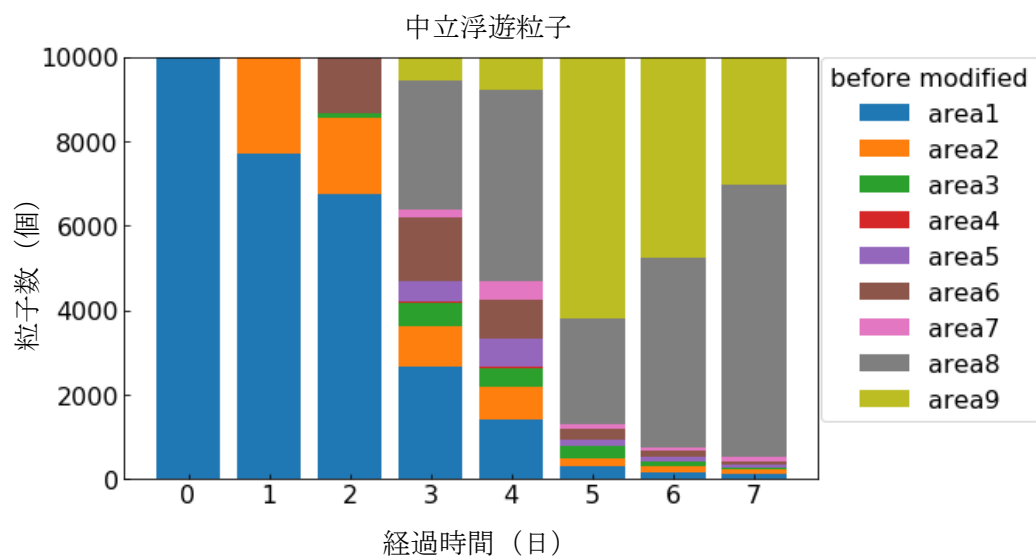


図 3-3-5 気仙沼湾における粒子の水平分布

第四章 粒状生物の動態解析

4-1 筑後川におけるエツ卵の密度差に起因する鉛直モデル

4-1-1 水平方向における挙動解析

筑後川では密度差に起因する粒子の浮上沈降の効果を検討するために、モデル化した浮上沈降する粒子と中立浮遊粒子の挙動を比較した。図 4-1-1 に 3 時間ごとの粒子の平面分布を示す。

粒子は潮汐変動による塩水遡上運動により、河道内で往復運動を行った。上流の産卵場（本川 20~21 km）に設置してから 6 時間後の下げ潮時に中立浮遊粒子とモデル化粒子の挙動に差が出始めた。干潮時の 9 時間後に中立浮遊粒子は本川 10 km まで到達したのに対し、モデル化粒子の到達点は本川 14.5 km であった。その後も潮汐変動によって、粒子は下げ潮時から干潮時にかけて下流へと流出し、上げ潮時から満潮時に再び遡上する往復運動を繰り返す中で、中立粒子はモデル粒子と比べて往復運動の非対称性が増加し、その結果、平均位置が下流へと移動した。

48 時間までの間で、中立浮遊粒子は初期設置位置から海域 4 km までの範囲で挙動したが、浮上沈降モデルは河口から 6.1 km の支川との分岐部より上流の河道部のみに分布することがわかった。浮上沈降モデルの水平挙動は松井ら（1986）で示されている卵の存在推定範囲と同程度であり、このモデルの有用性が明らかになった。

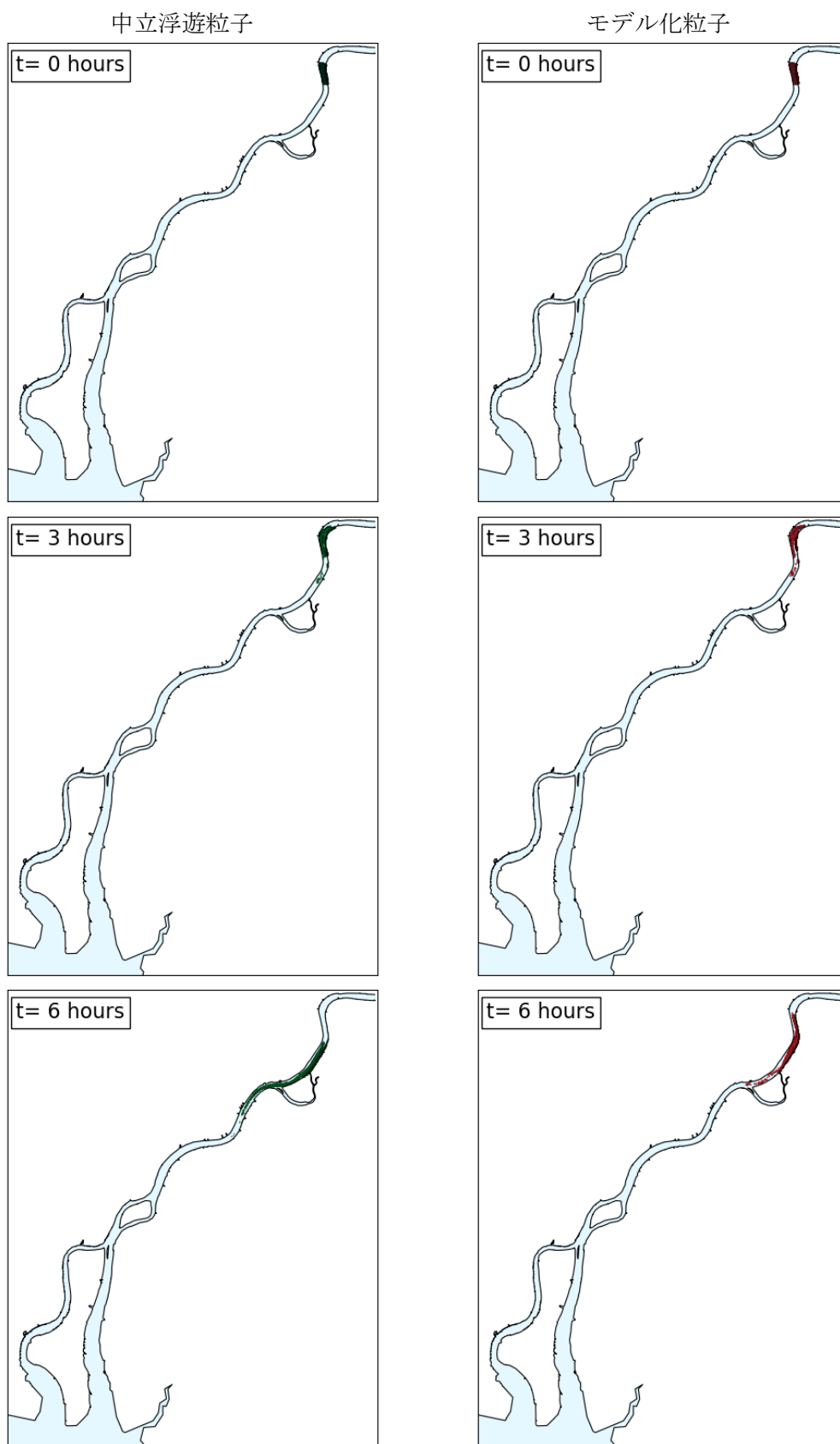


図 4-1-1 (a) 粒子の平面分布 (設置後 0~6 時間後)

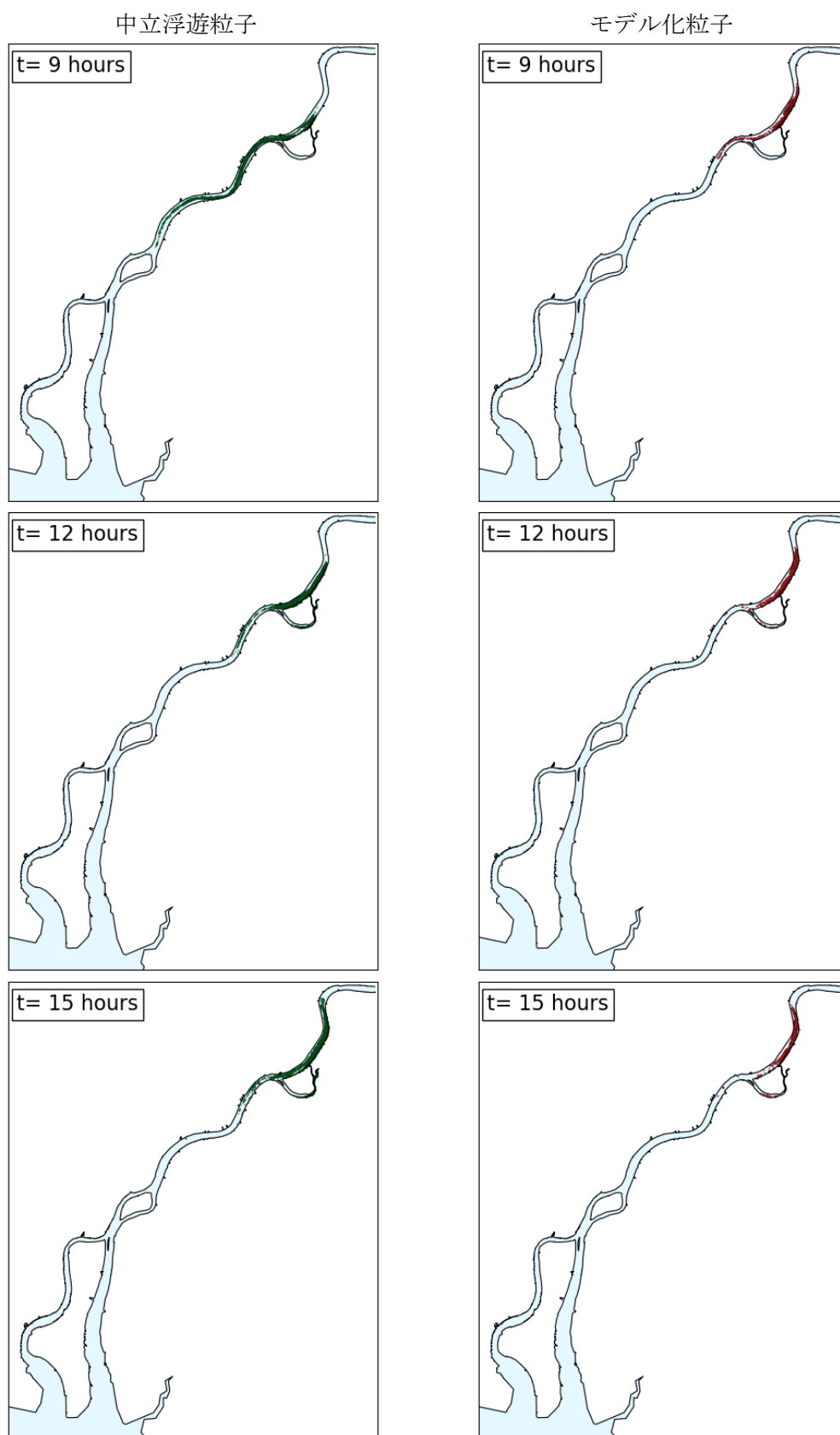


図 4-1-1 (b) 粒子の平面分布 (設置後 9～15 時間後)

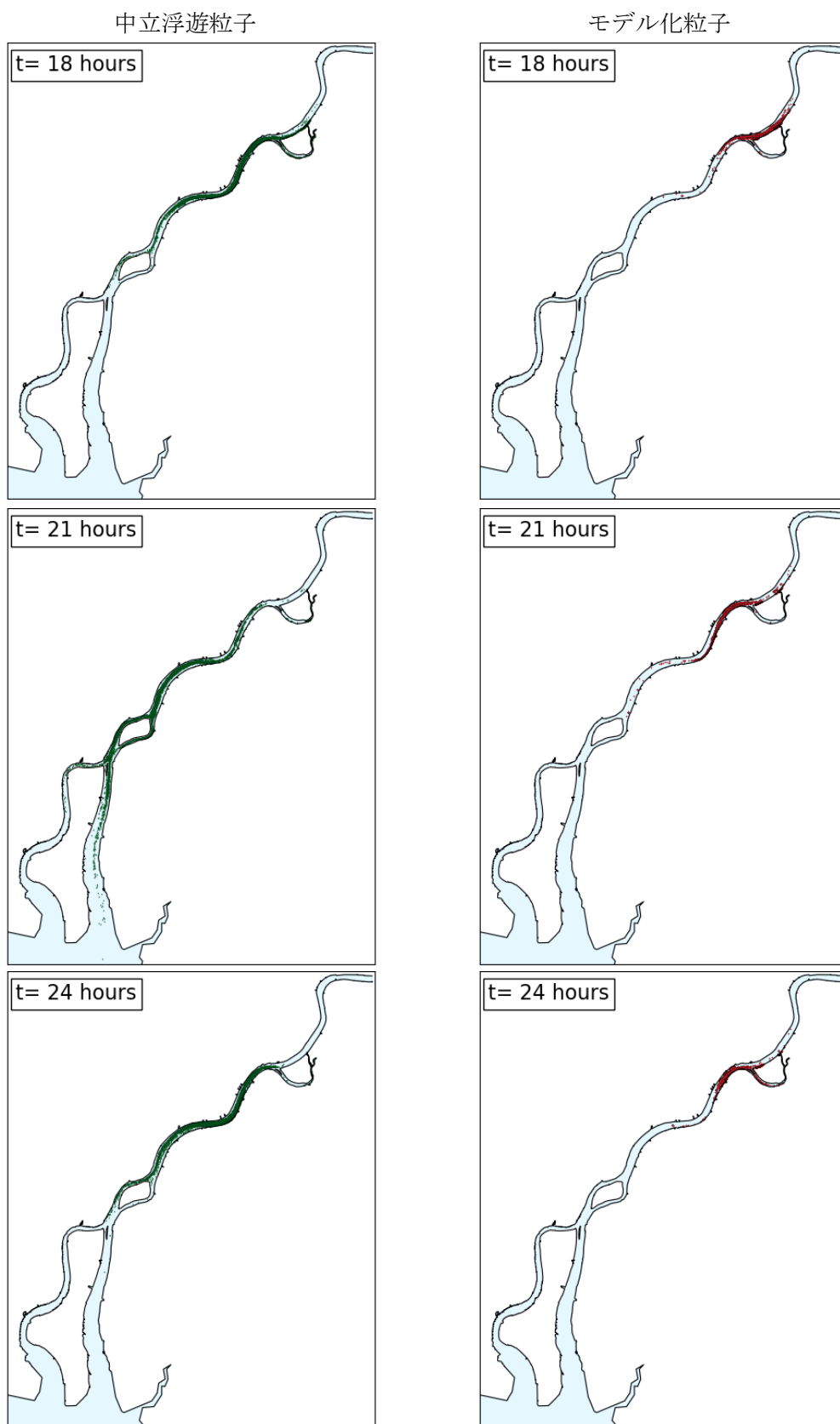


図 4-1-1 (c) 粒子の平面分布 (設置後 18~24 時間後)

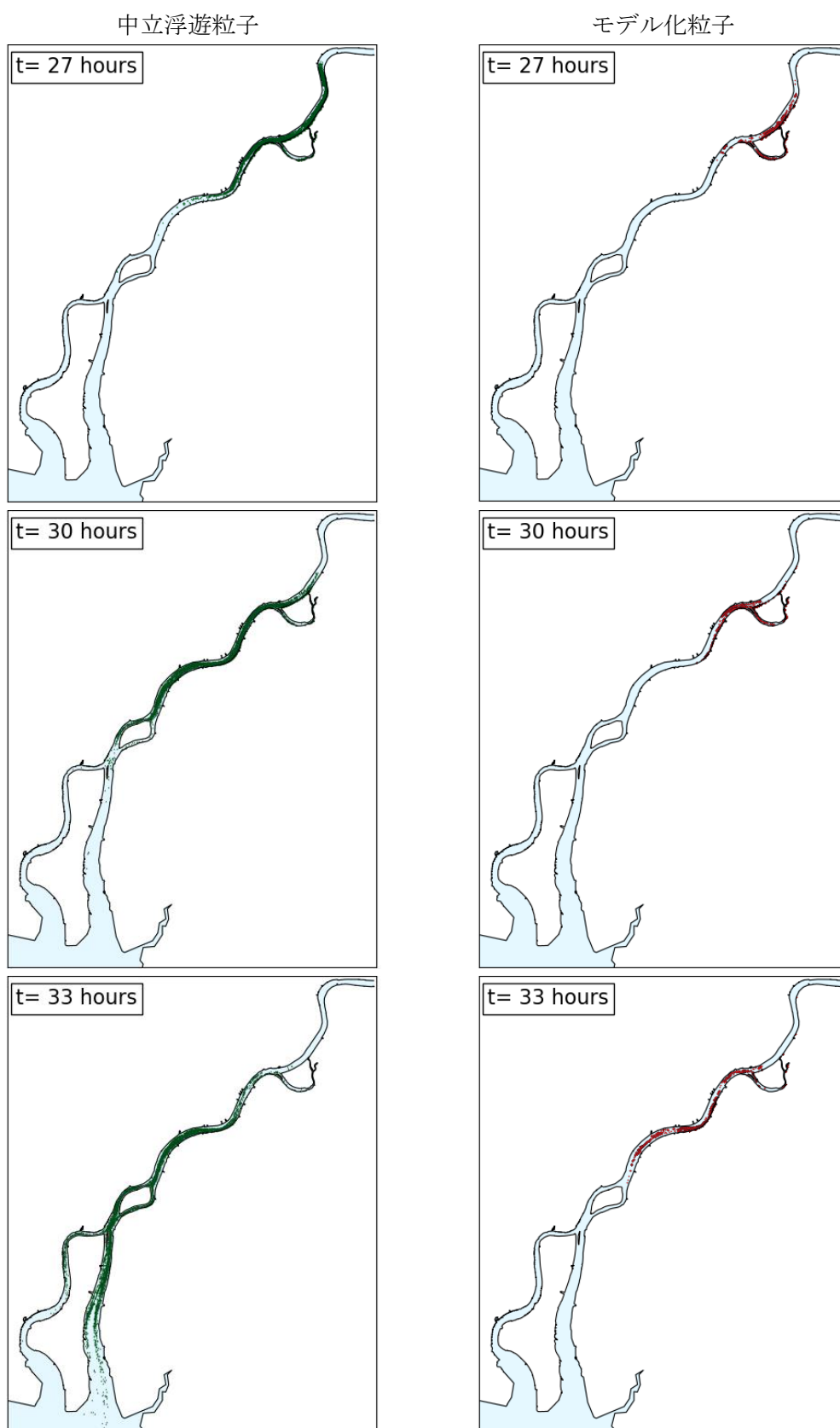


図 4-1-1 (d) 粒子の平面分布 (設置後 27～33 時間後)

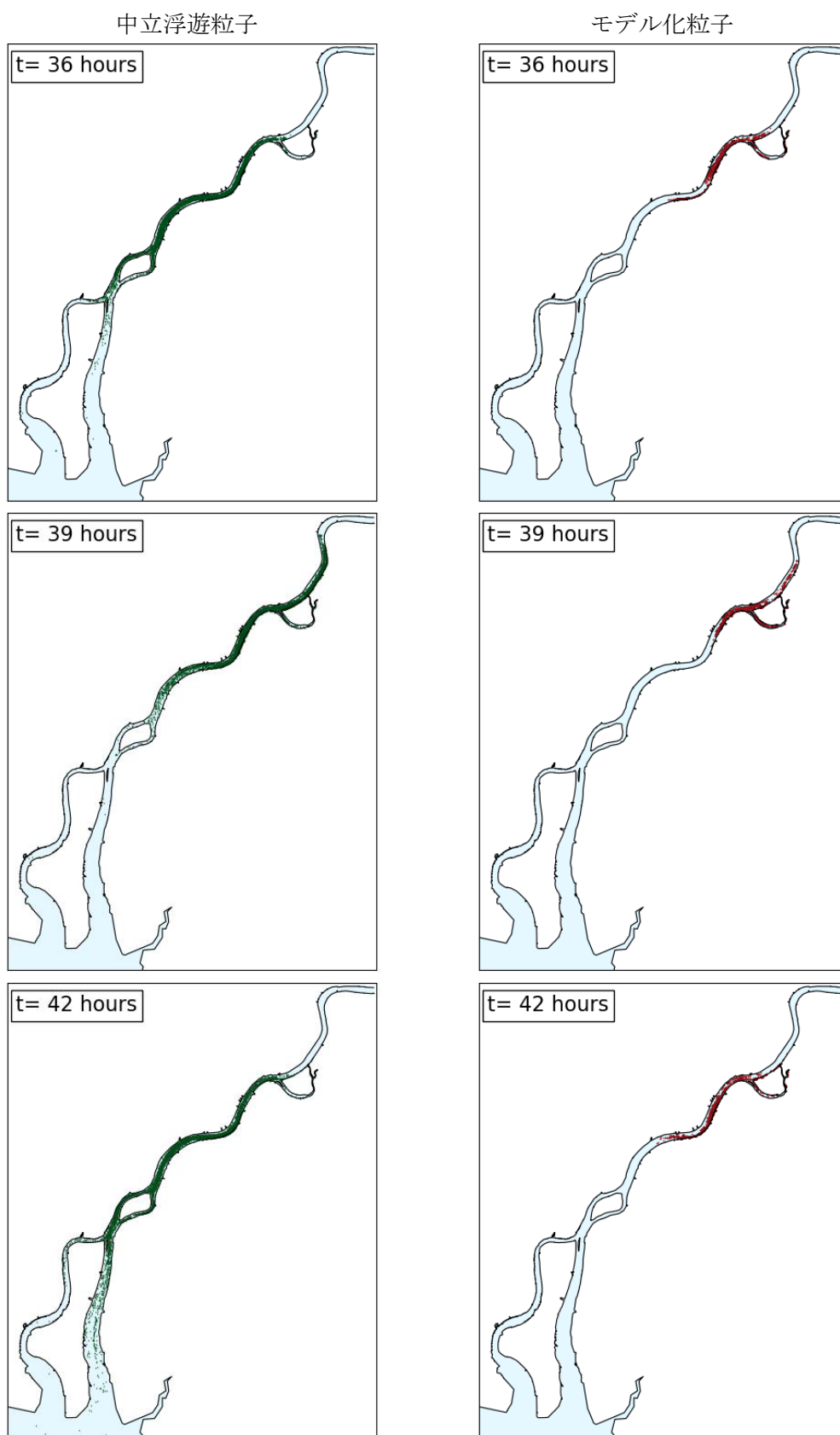


図 4-1-1 (e) 粒子の平面分布 (設置後 36~42 時間後)

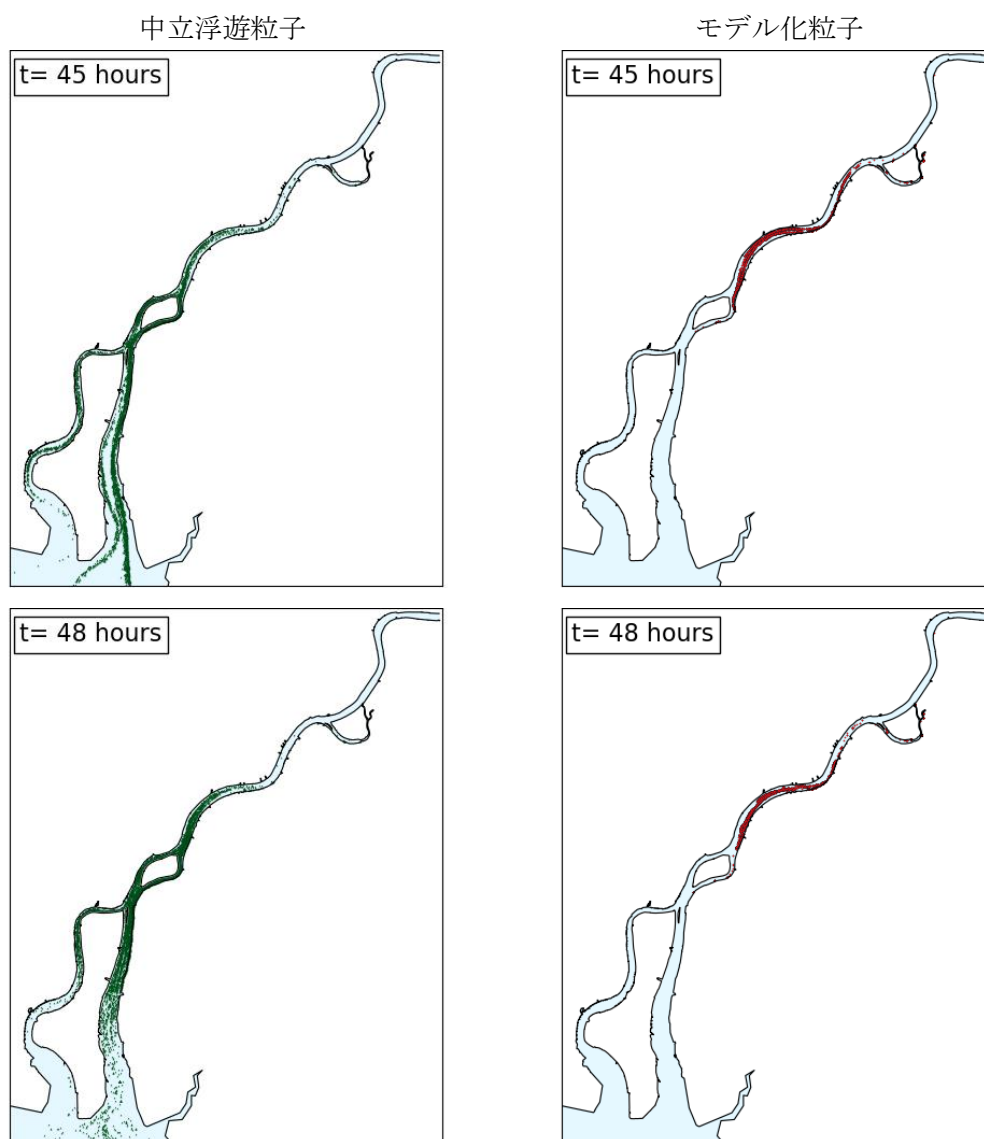


図 4-1-1 (f) 粒子の平面分布 (設置後 45～48 時間後)

4-1-2 鉛直方向における全期間の挙動解析

粒子の鉛直挙動を比較するために、中立浮遊粒子とモデル化粒子における鉛直分布を解析した。図 4-1-2 に鉛直分布の時系列変化を示す。

中立浮遊粒子は全体を通して水深 0~2 m の表層に多く分布した。一方、モデル化粒子は水深 2~4 m, 4~6 m の中底層に多く分布したことが確認された。これは、粒子と河川水の密度差によって沈降速度が発生し、中立浮遊粒子とモデル化粒子に鉛直分布の差が発生したと考えられる。時系列で比較すると、どちらの粒子も設置後 9, 21, 33, 45 時間後の干潮時に表層へ移流し、設置後 3, 15, 27, 39 時間後の満潮時まで底層へ移流することがわかった。水平分布と併せて比較すると、粒子は干潮時までも下げ潮で流下しながら河川水の鉛直流速で表層へ移流し、満潮時までの上げ潮で遡上しながら河川水の鉛直流速で底層へと移流していることがわかる。これは、河川水が流下する際にはより高濃度の河川水に向かって移流するため、密度差から下流の河川水を乗り越えるように流れようとし、遡上する際にはより低濃度の河川水に向かって移流するため、密度差から上流の河川水に潜るように移流することが原因であると考えられる。

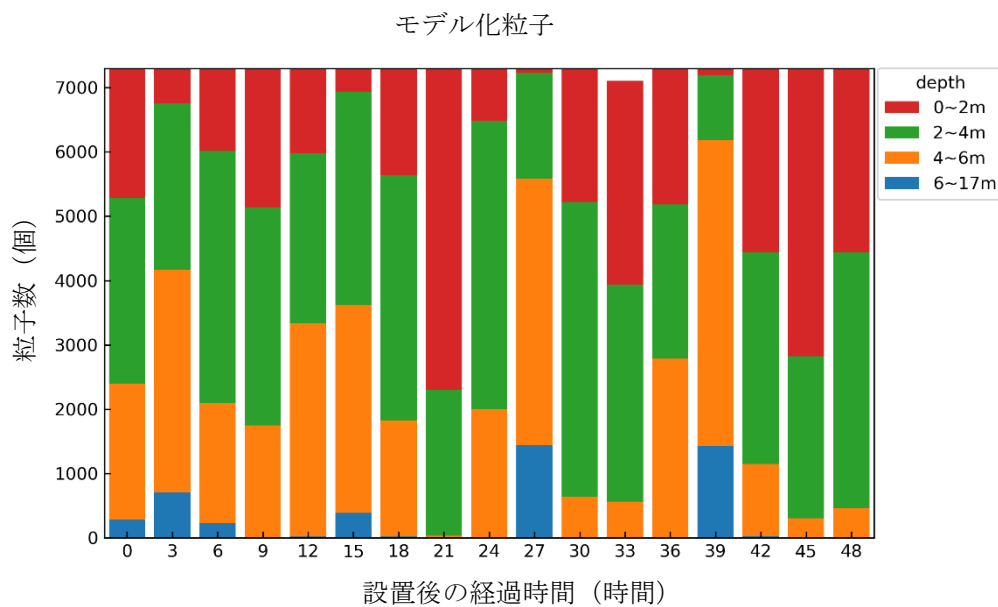
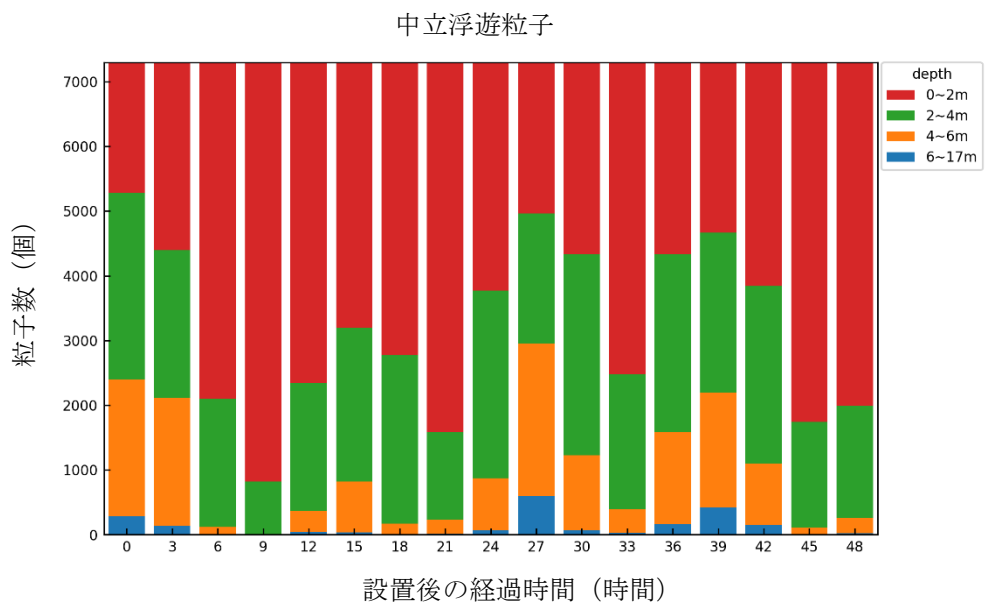


図 4-1-2 全域における粒子鉛直位置の鉛直時系列変化

4-1-3 鉛直方向における一潮汐間の挙動解析

潮位変動による粒子の挙動を解明するために、一潮汐間に限定して粒子の水平、鉛直挙動を解析した。粒子を設置してから15～33時間の期間で水平領域における深度別粒子の時刻系列分布を図4-1-3, 4-1-4に、鉛直分布を図4-1-5, 4-1-6にを示す。

中立浮遊粒子、モデル化粒子ともに下げ潮時、干潮時に下流の area へ流下し、上げ潮、満潮時に上流の area へ遡上する様子が確認された。また、4-1-2で述べた流下する際は表層へと移流し、遡上する際は底層へと移流する様子は、中立浮遊粒子では確認できなかったものの、モデル粒子では顕著に確認することができた。

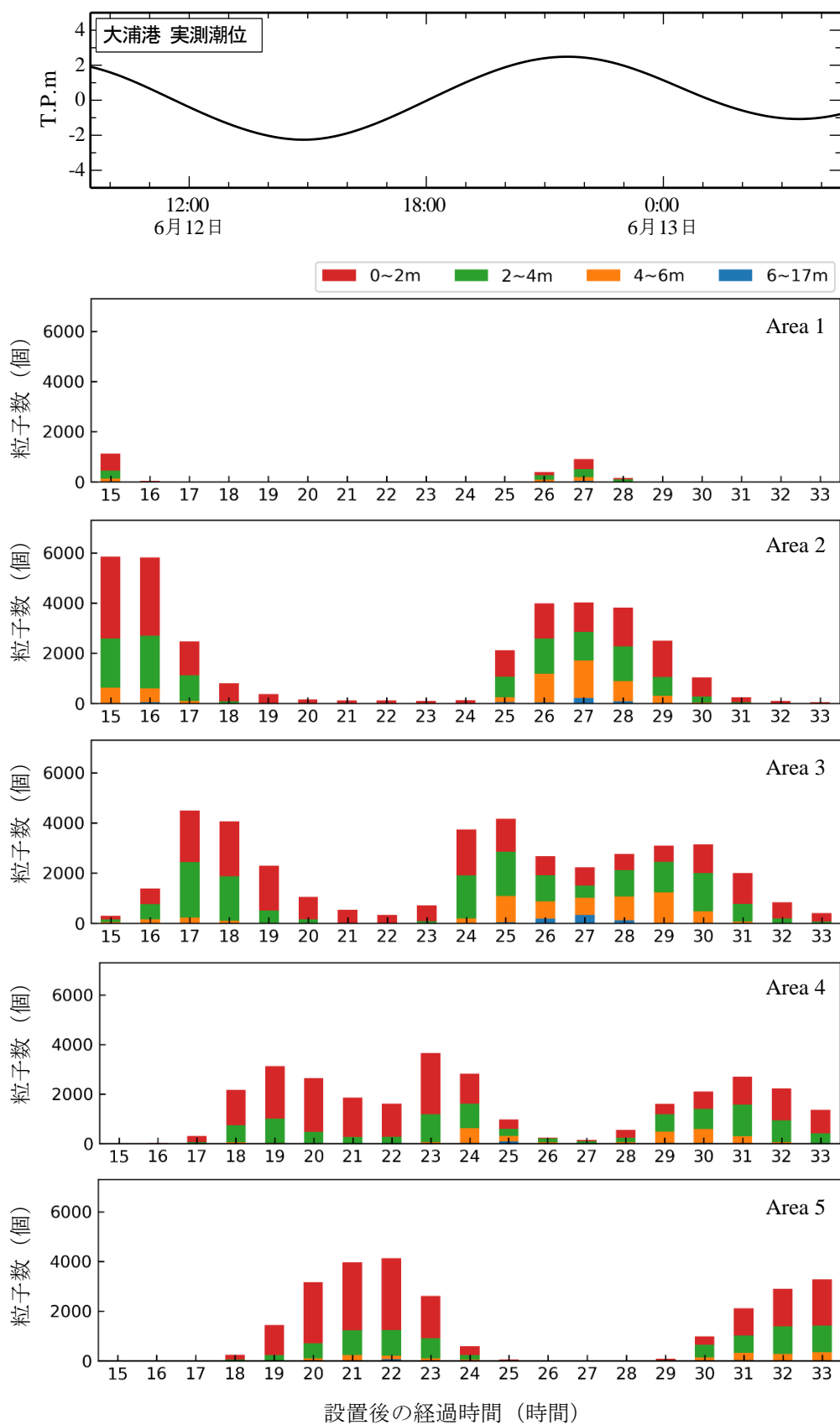


図 4-1-3 領域ごとの中立浮遊粒子の鉛直時系列変化(設置後 15~33 時間後)

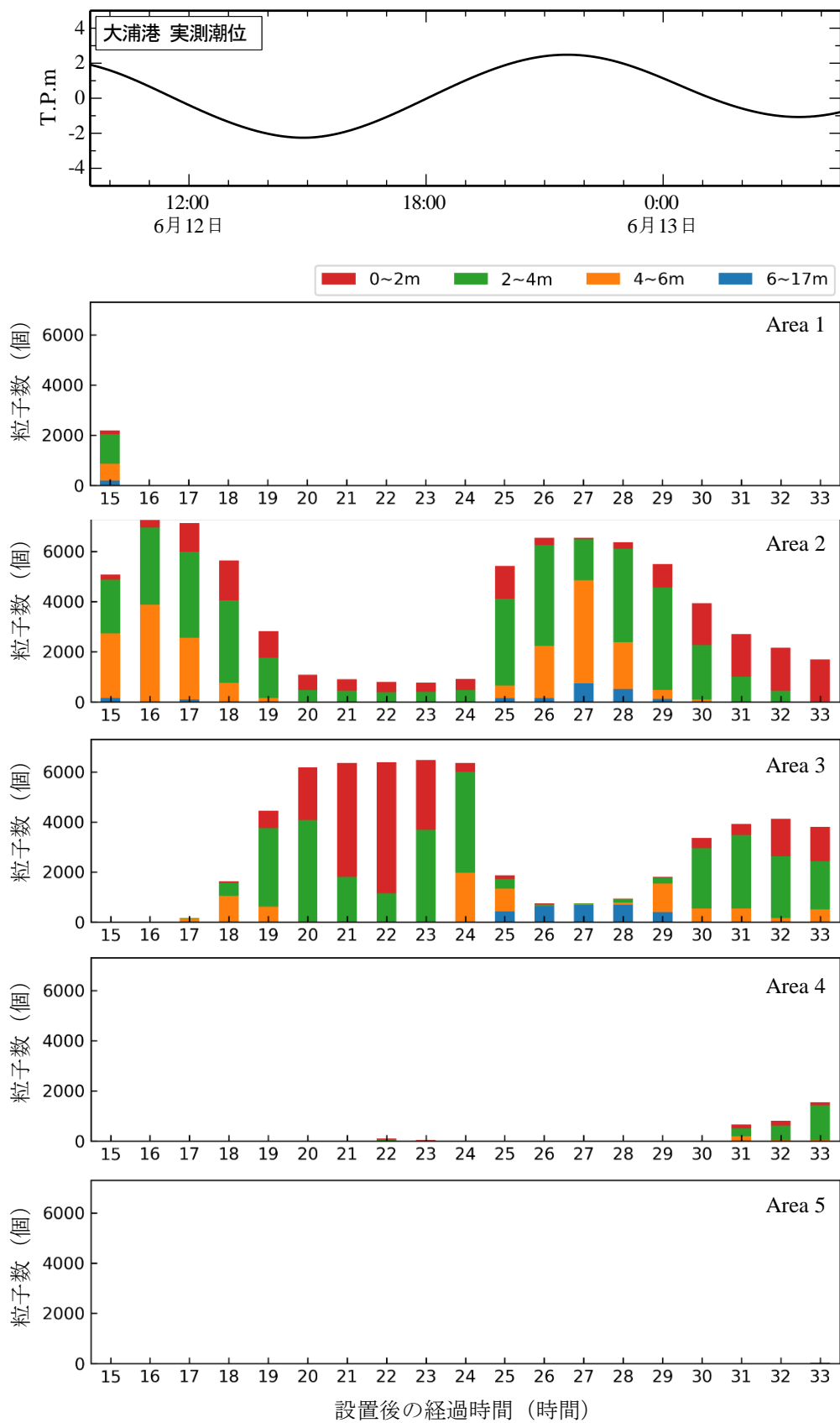


図 4-1-4 領域ごとのモデル粒子の鉛直時系列変化(設置後 15~33 時間後)

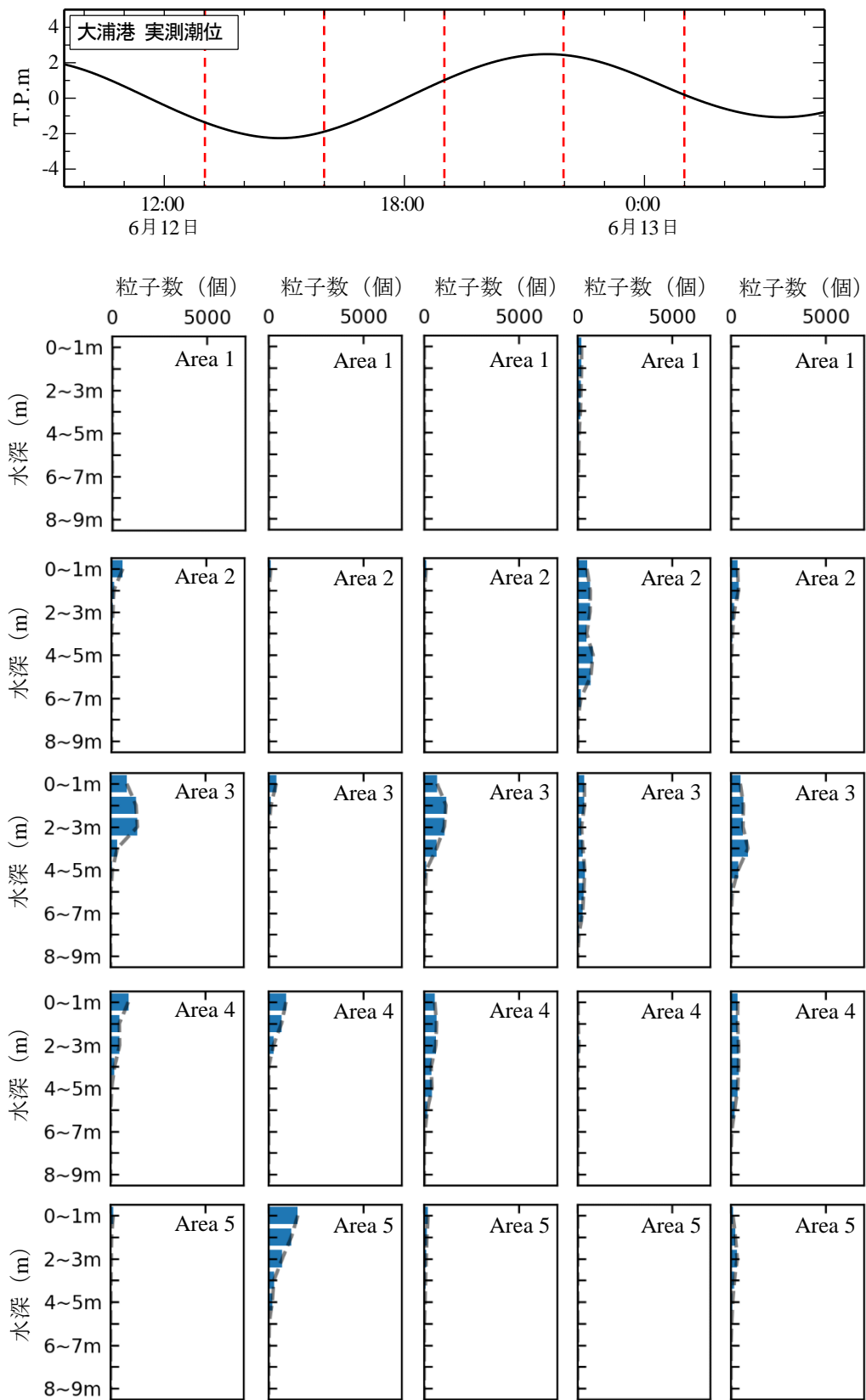


図 4-1-5 領域ごとの中立浮遊粒子の鉛直分布 (設置後 18~30 時間後)

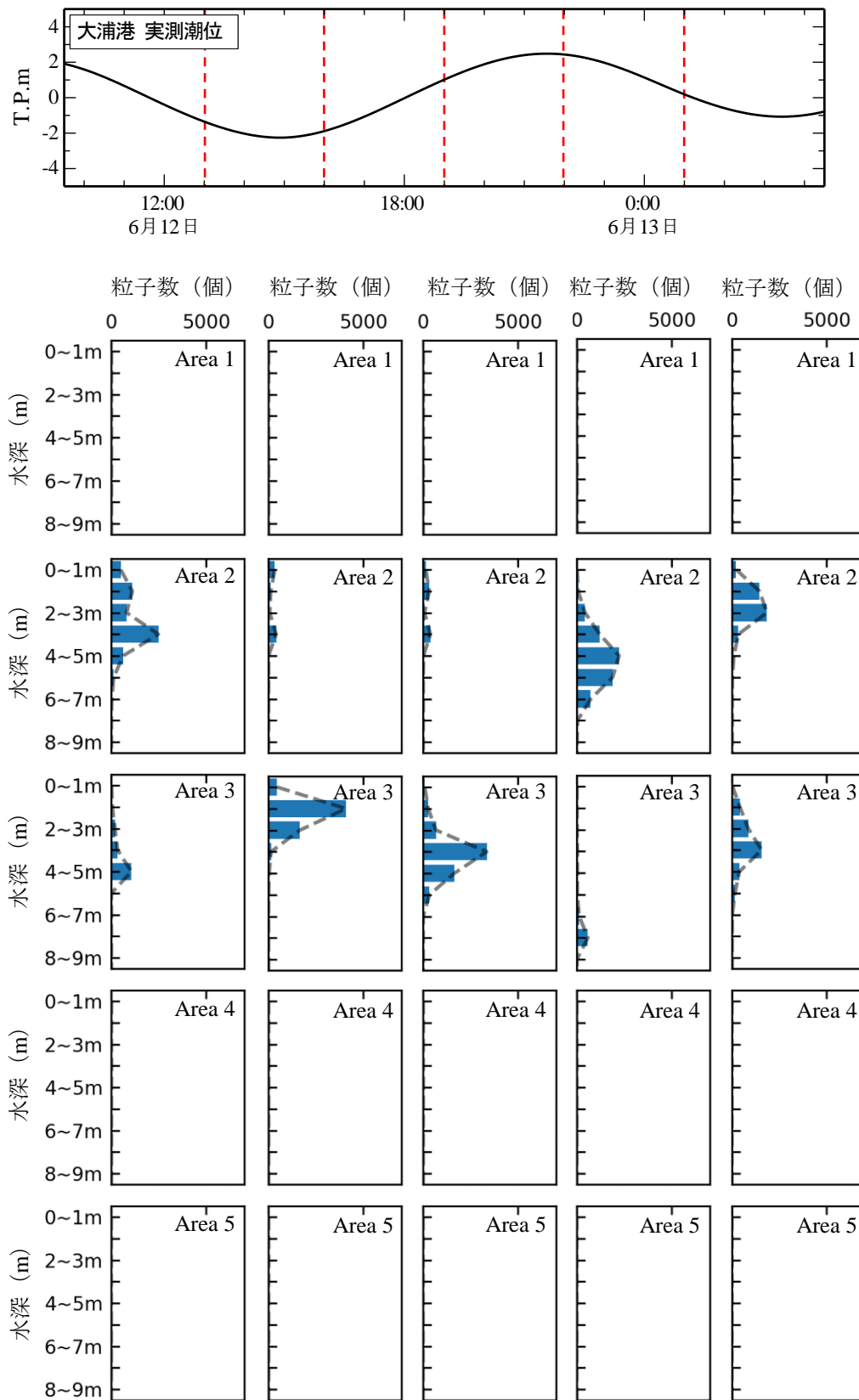


図 4-1-6 領域ごとのモデル化粒子の鉛直分布 (設置後 18~30 時間後)

4-2 気仙沼湾における *A. tamarense* の走光性に起因する鉛直モデル

4-2-1 水平方向における挙動解析

走光性に起因する鉛直挙動を組み込んだ粒子を気仙沼湾で適用し、中立浮遊粒子の挙動と比較した。境界条件の短波放射を光量子に変換し、それを引数に動く鉛直挙動を組み込んだ粒子は、強光阻害によって表層へ浮上しないため、湾奥から流出することはなかった。そこで、図 4-2-1 に現地観測、気象庁、気象庁から修正した光量子を、図 4-2-2 に 12 時間ごとの粒子の平面分布を示すとおり、2013 年に気仙沼湾で観測した光量子と比較することで、与える光量子の大きさを観測値に合わせるよう補正し、粒子追跡の計算を行うことで修正を行った。

粒子の水平分布は中立浮遊粒子とモデル化粒子で顕著に違いが出た。中立浮遊粒子は設置後すぐに南方向へ移流していき、設置してから 1 日後には大川河口 (Area 2)、湾奥全域 (Area 1) まで拡散した。その後も中立浮遊粒子は海域に向けて拡散していき、設置してから 1.5 日後には大島瀬戸 (Area 3) へと到達し、4 日後には西湾口 (Area 8) や東湾口 (Area 9) まで到達した。設置して 4 日後以降は海域への拡散が続き、設置して 8 日後にはほとんどの粒子が海域へと拡散した。一方モデル化粒子は中立浮遊粒子とは挙動が異なり、設置後は西方向や北方向へと移流していき、3.5 日後に南方向へ移流し始めた。大川河口 (Area 2) へは設置して 4 日後に到達し、大島瀬戸 (Area 3) へは設置して 5.5 日後に到達し始めた。その後粒子は西湾から海域へ拡散したが、大島瀬戸 (Area 3) へ移流した粒子の多くは大川河口 (Area 2) へと戻り、東湾 (Area 5) へと流出する粒子は少なかった。設置して 8 日経過しても中立浮遊粒子の挙動とは異なり、湾奥 (Area 1) や西湾 (Area 6, 8)、大島瀬戸 (Area 3) に分布する粒子が確認された。

鉛直挙動モデルの水平挙動は岩本ら (2018) で示されている *A. tamarense* の水平分布と同程度であり、このモデルの有用性が明らかになった。

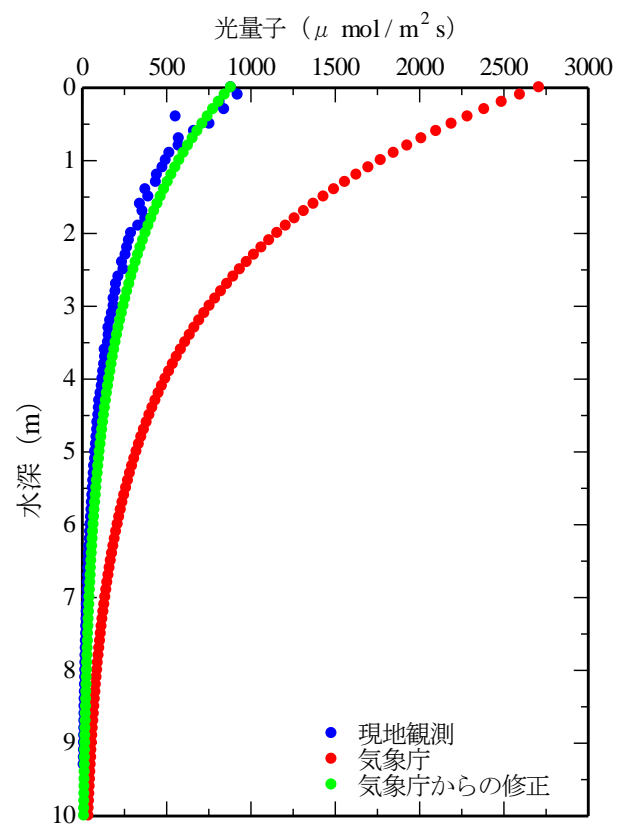


図 4-2-1 境界条件の修正（光量子）

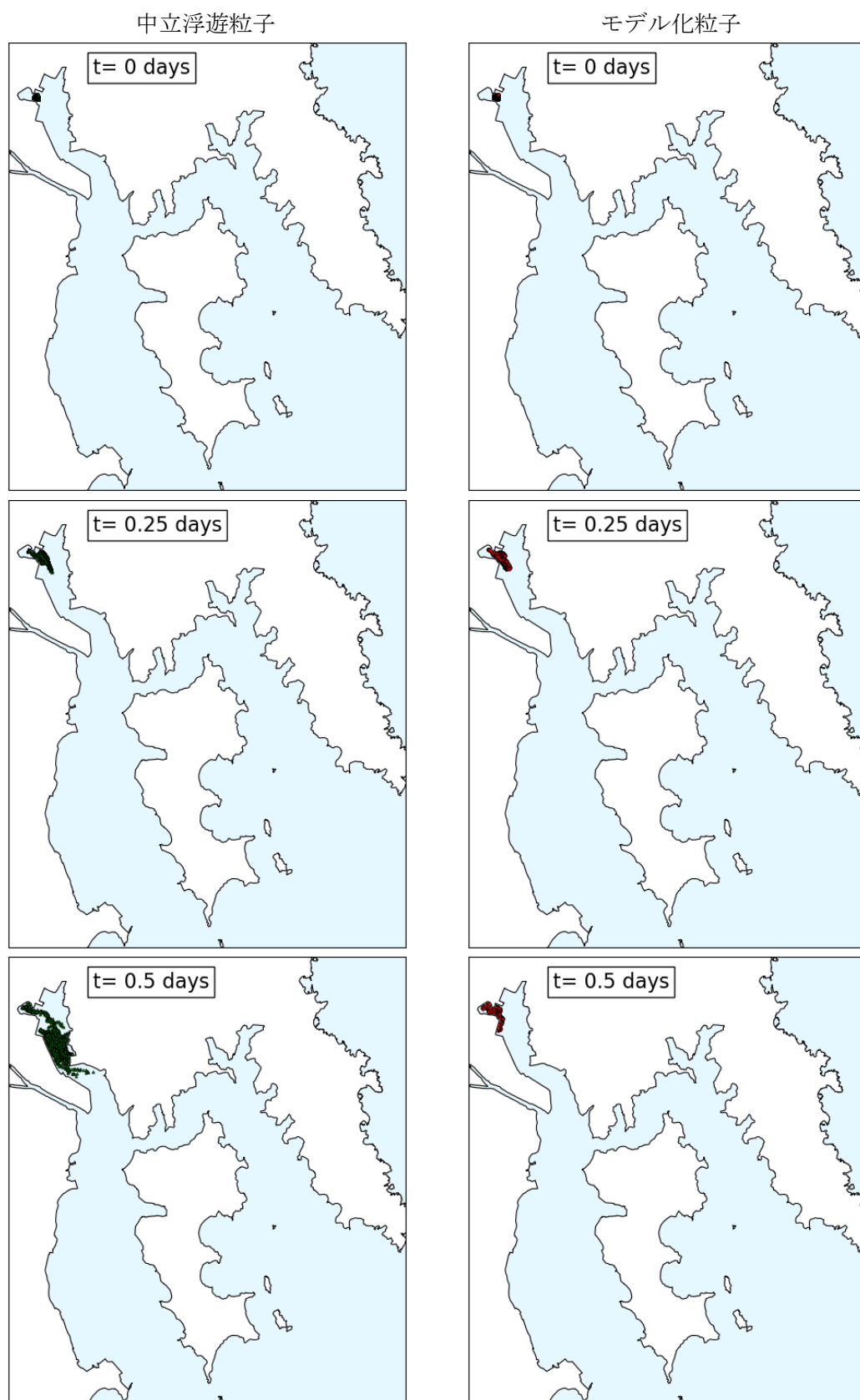


図 4-2-2(a) 粒子の平面分布(設置後 0~0.5 日後)

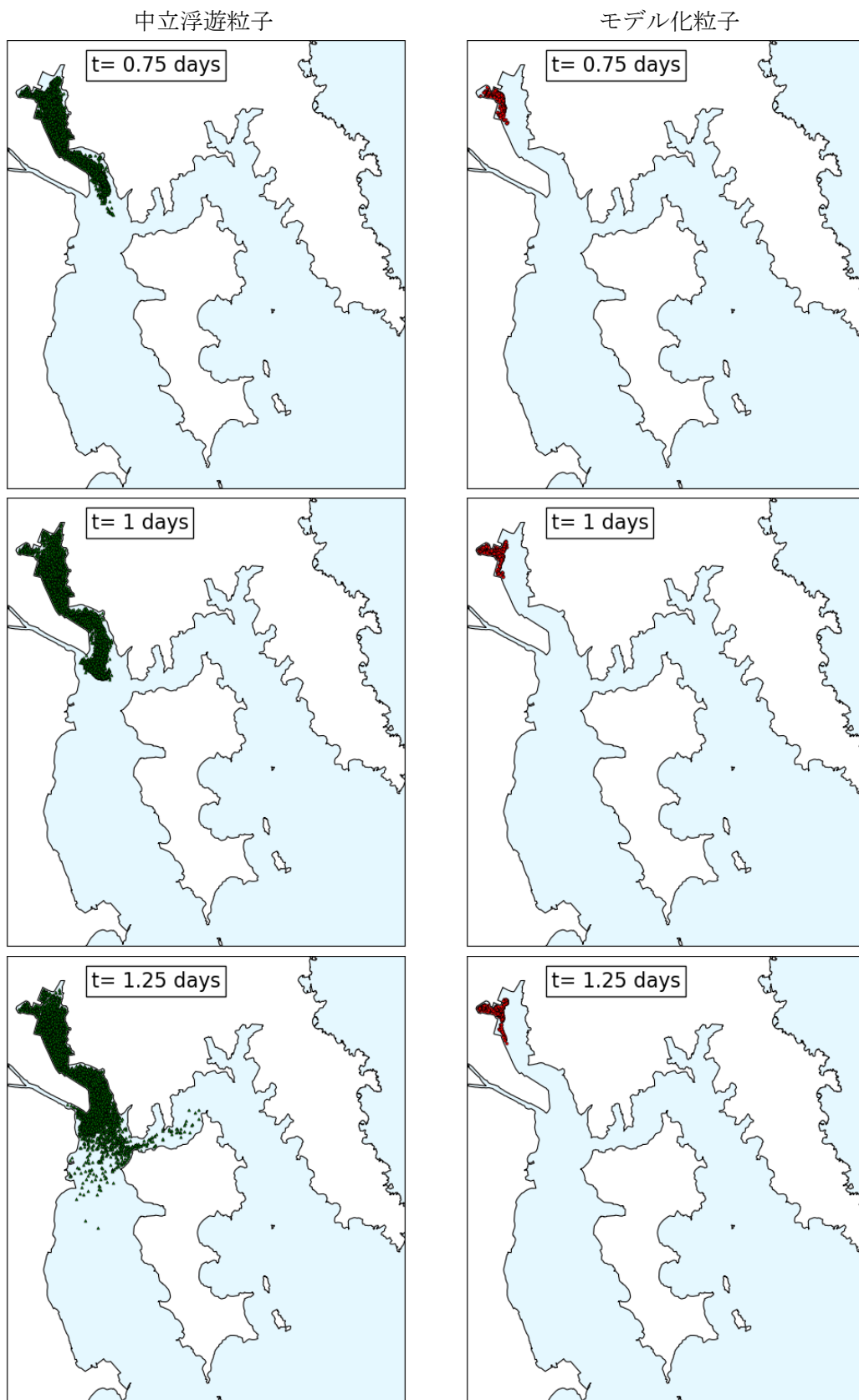


図 4-2-2(b) 粒子の平面分布(設置後 0.75~1.25 日後)

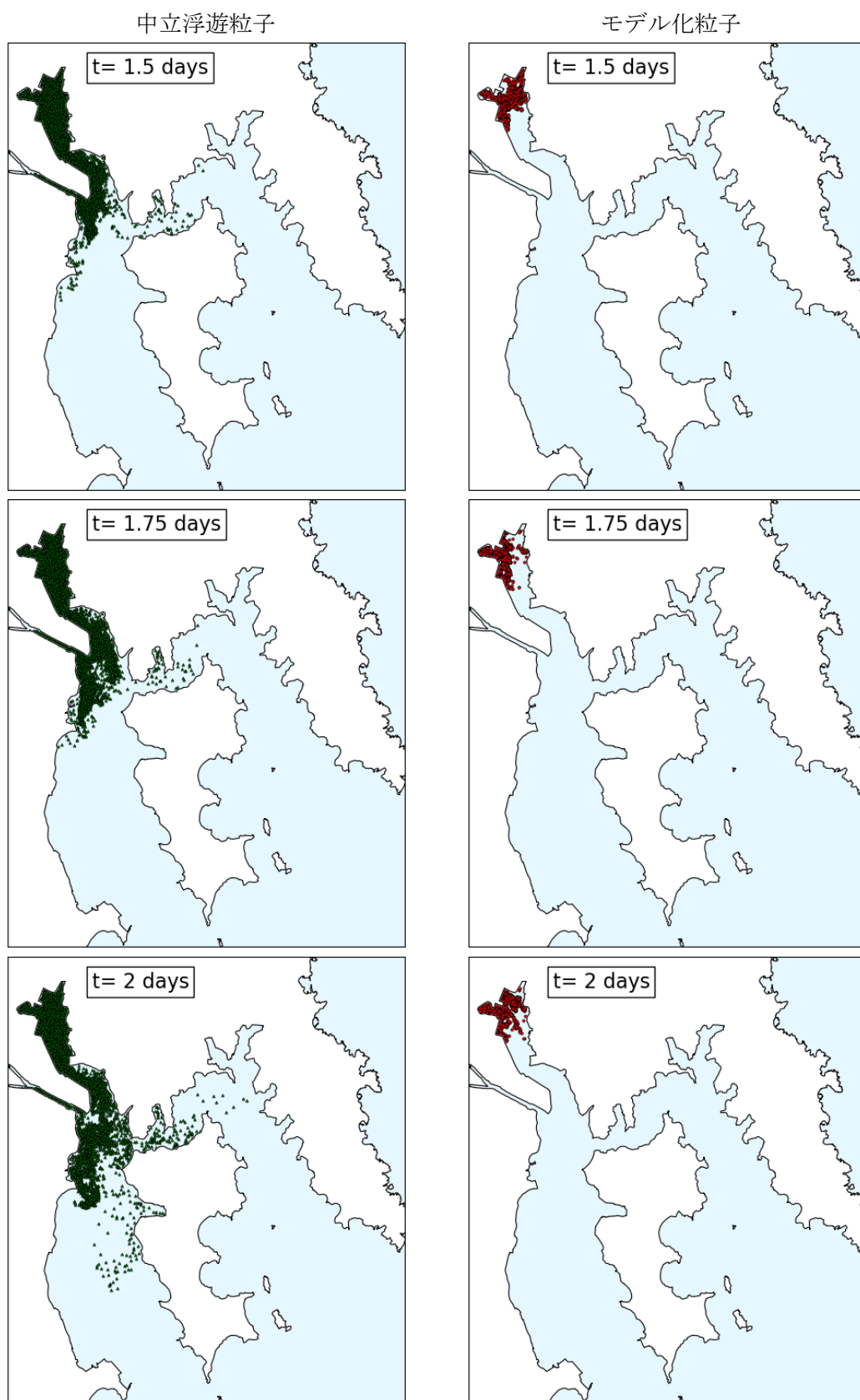


図 4-2-2(c) 粒子の平面分布(設置後 1.5~2 日後)

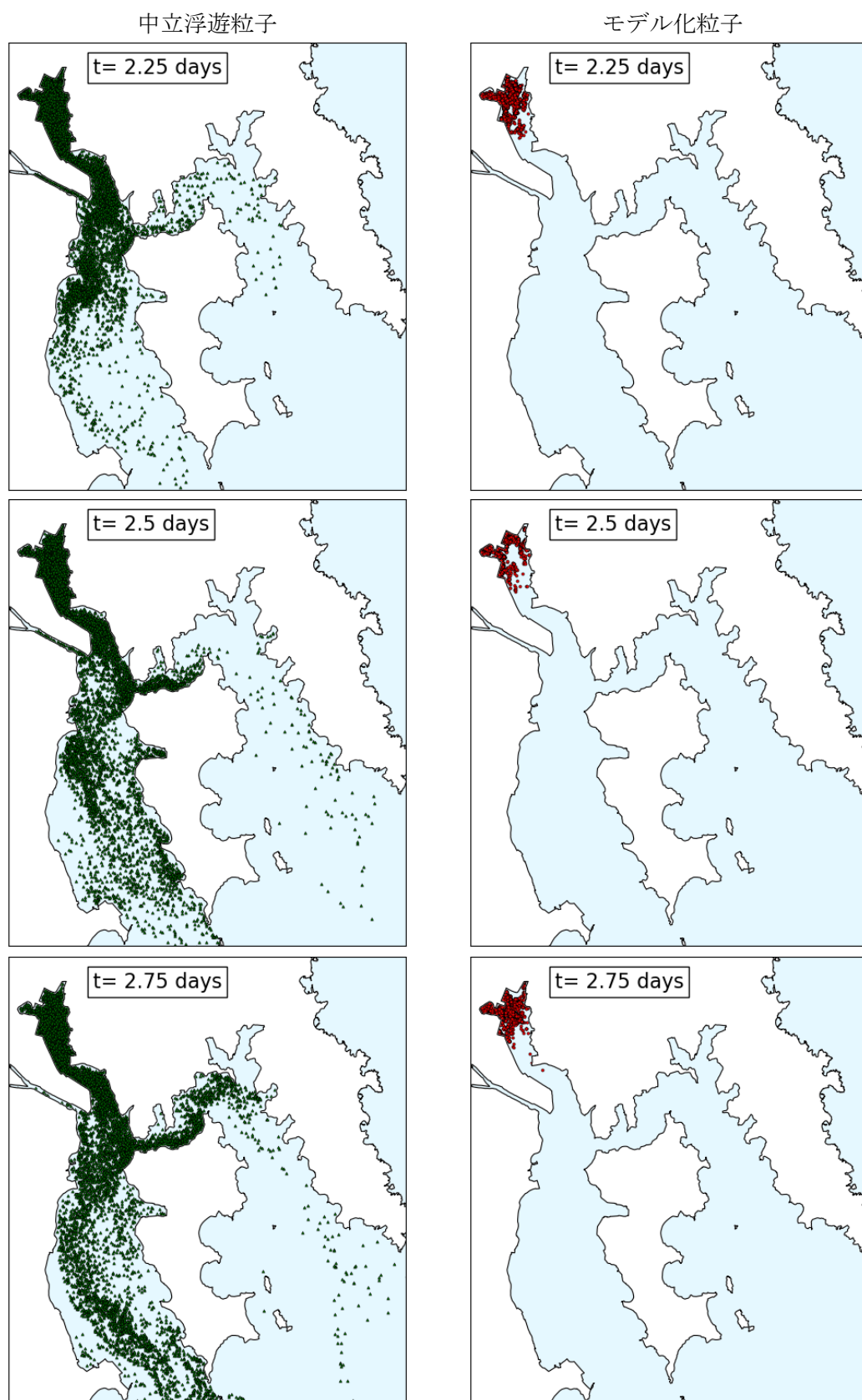


図 4-2-2(d) 粒子の平面分布(設置後 2.25~2.75 日後)

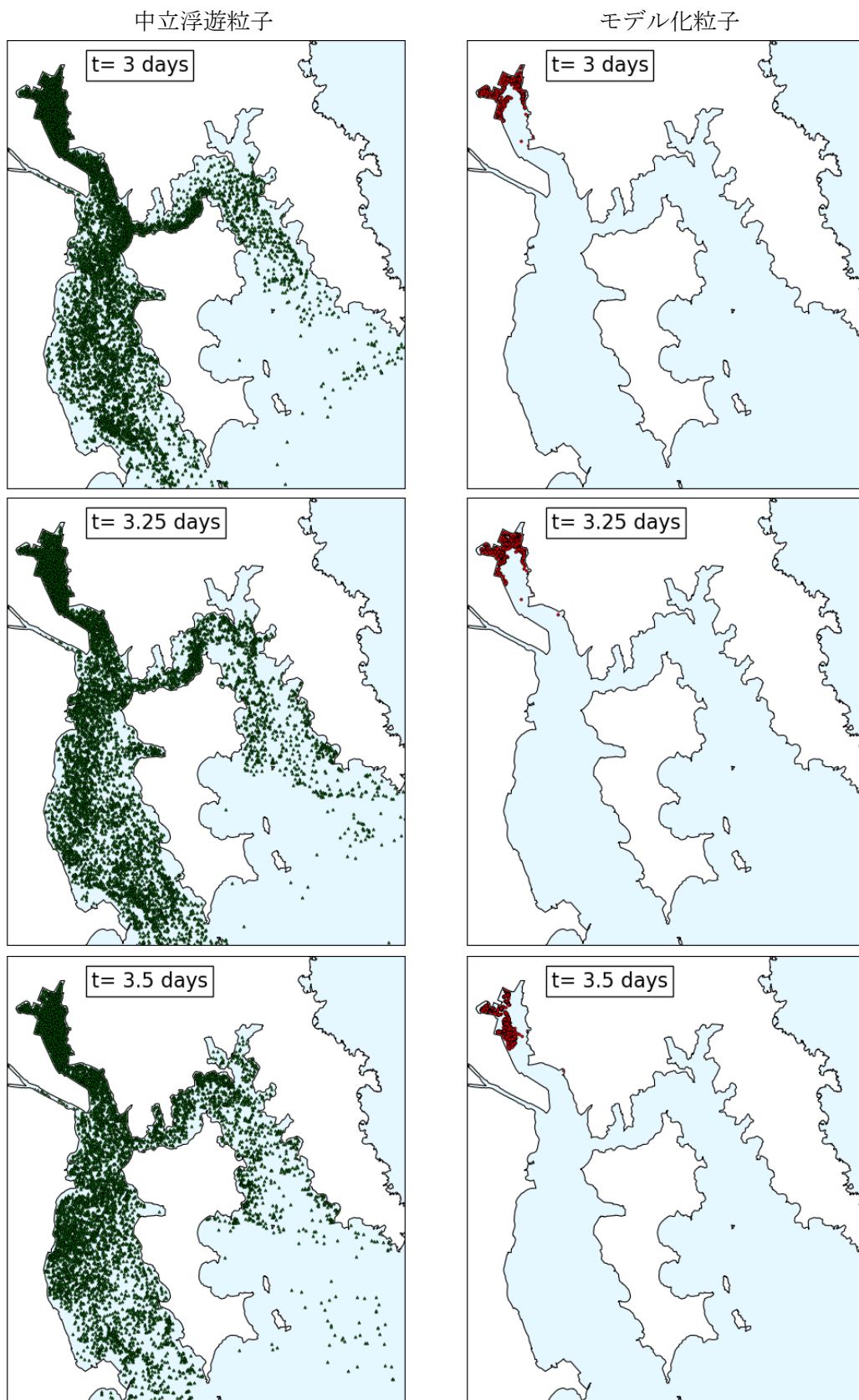


図 4-2-2 (e) 粒子の平面分布 (設置後 3~3.5 日後)

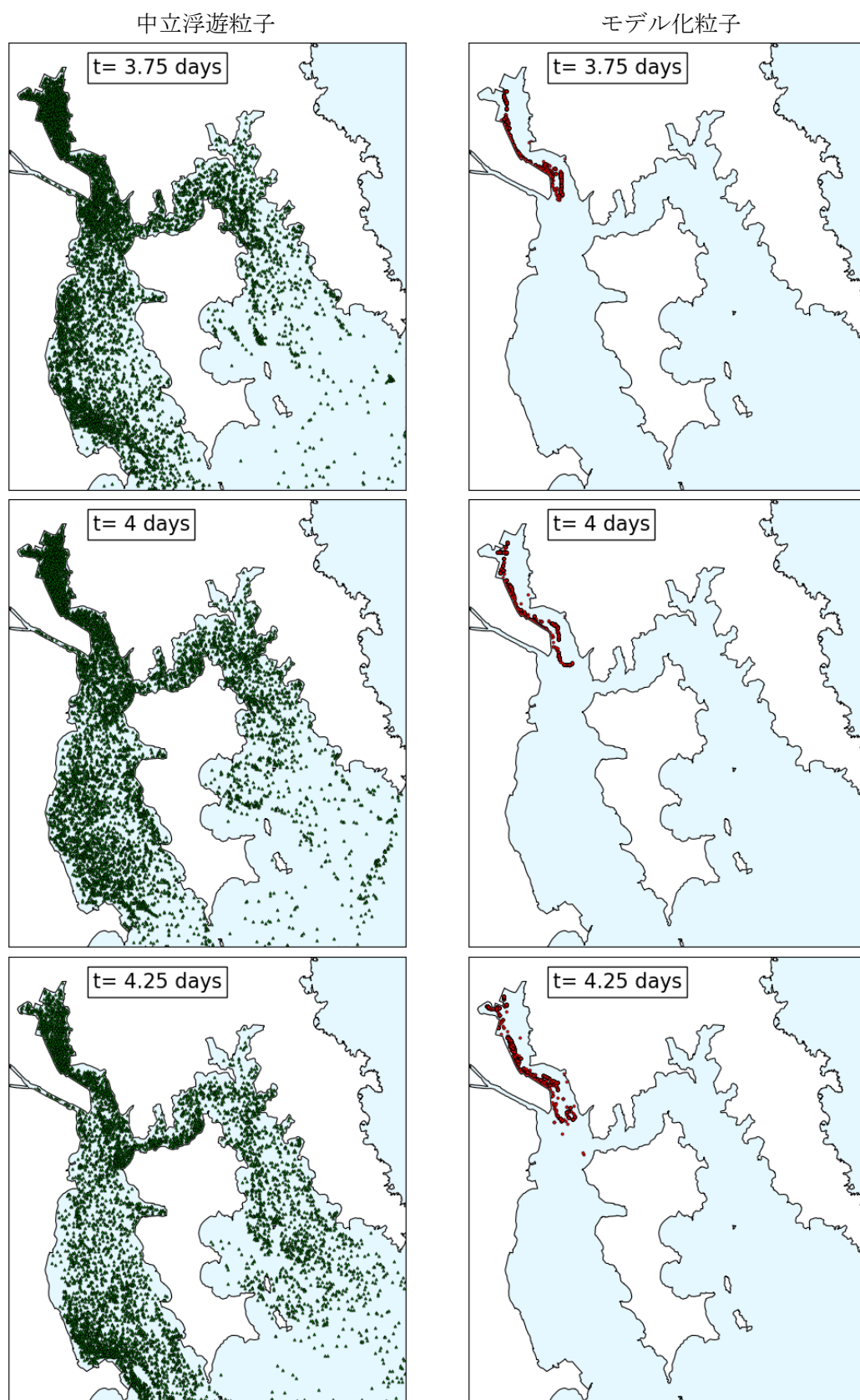


図 4-2-2(f) 粒子の平面分布(設置後 3.75~4.25 日後)

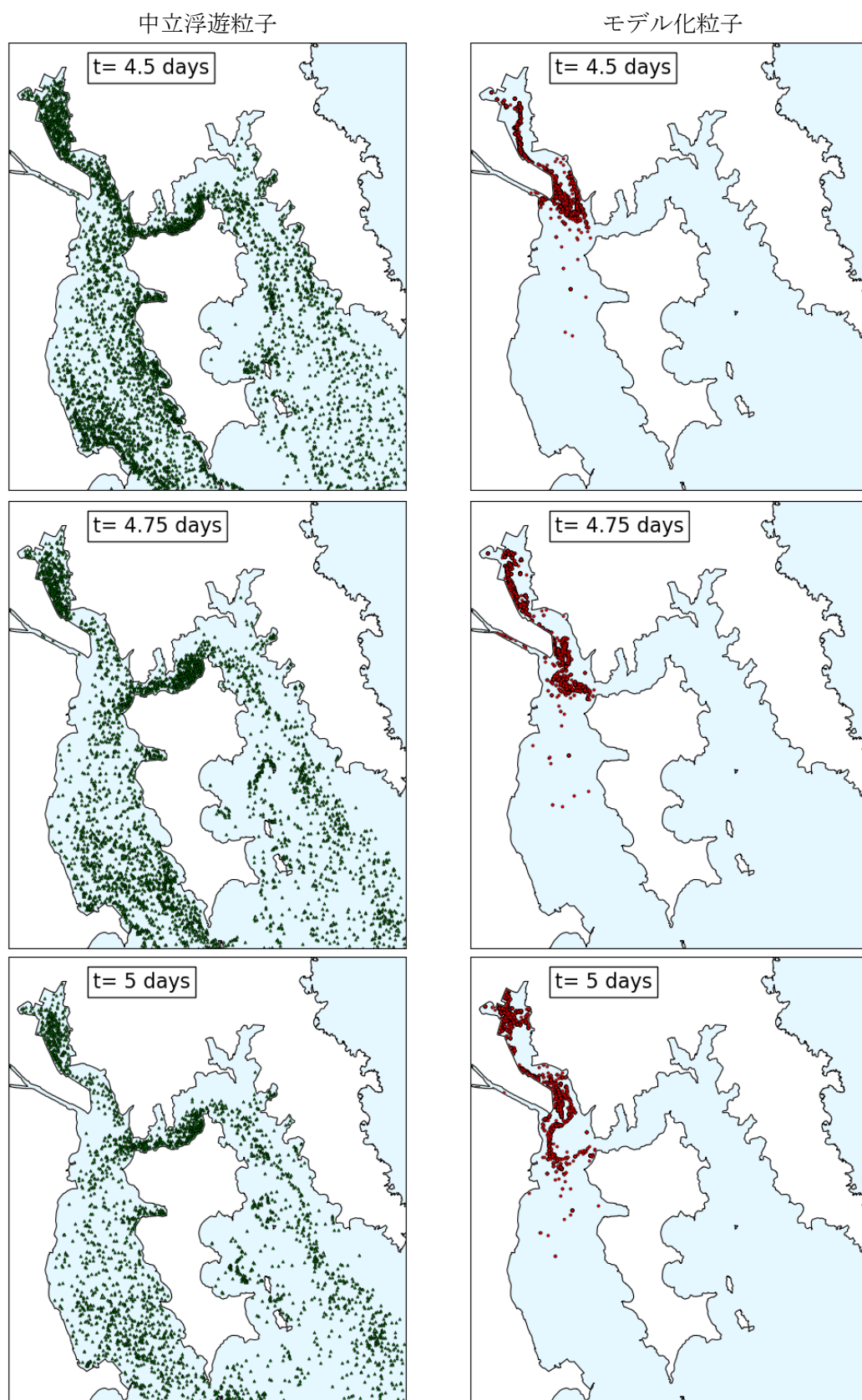


図 4-2-2 (g) 粒子の平面分布 (設置後 4.5~5 日後)

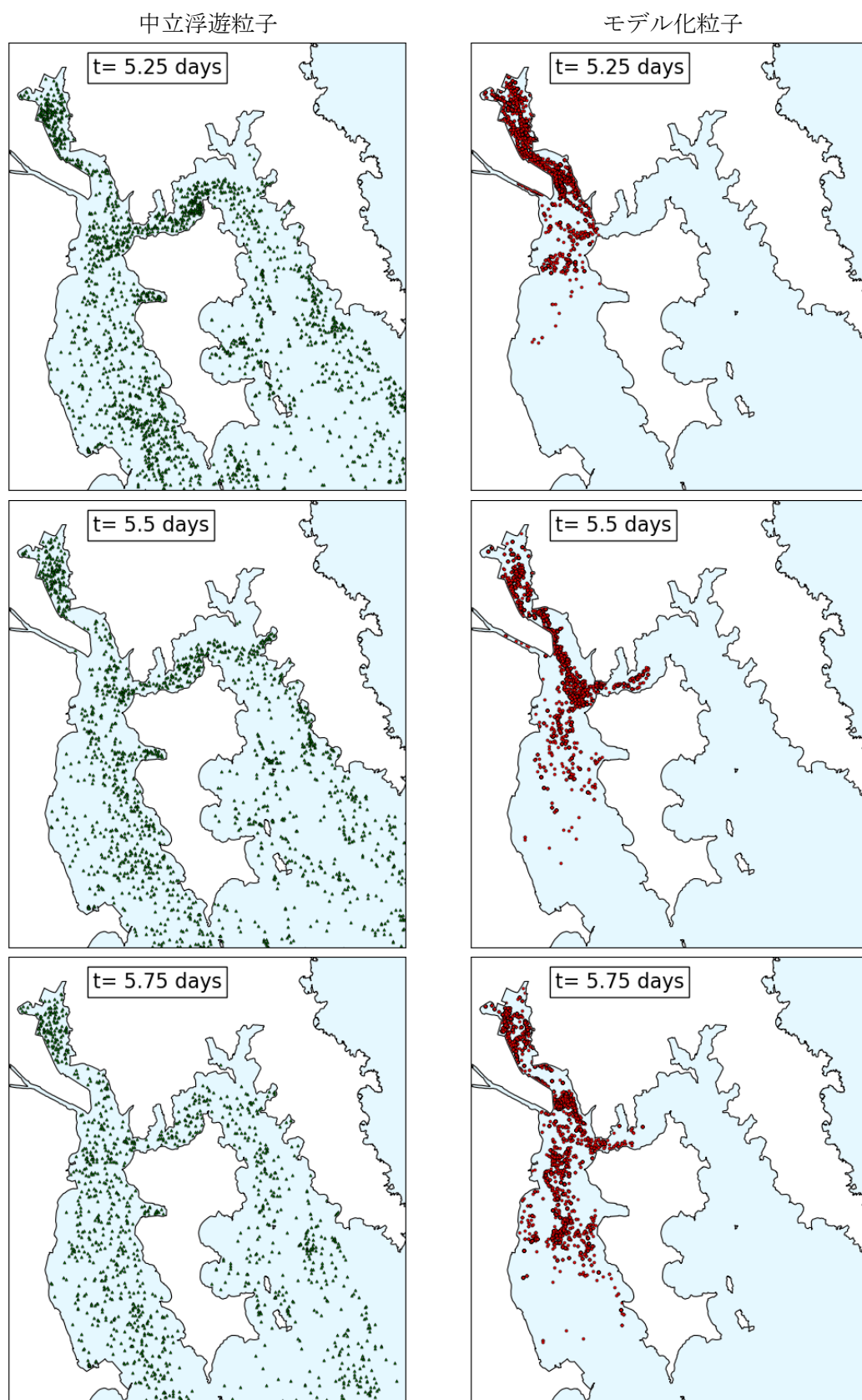


図 4-2-2(h) 粒子の平面分布(設置後 5.25~5.75 日後)

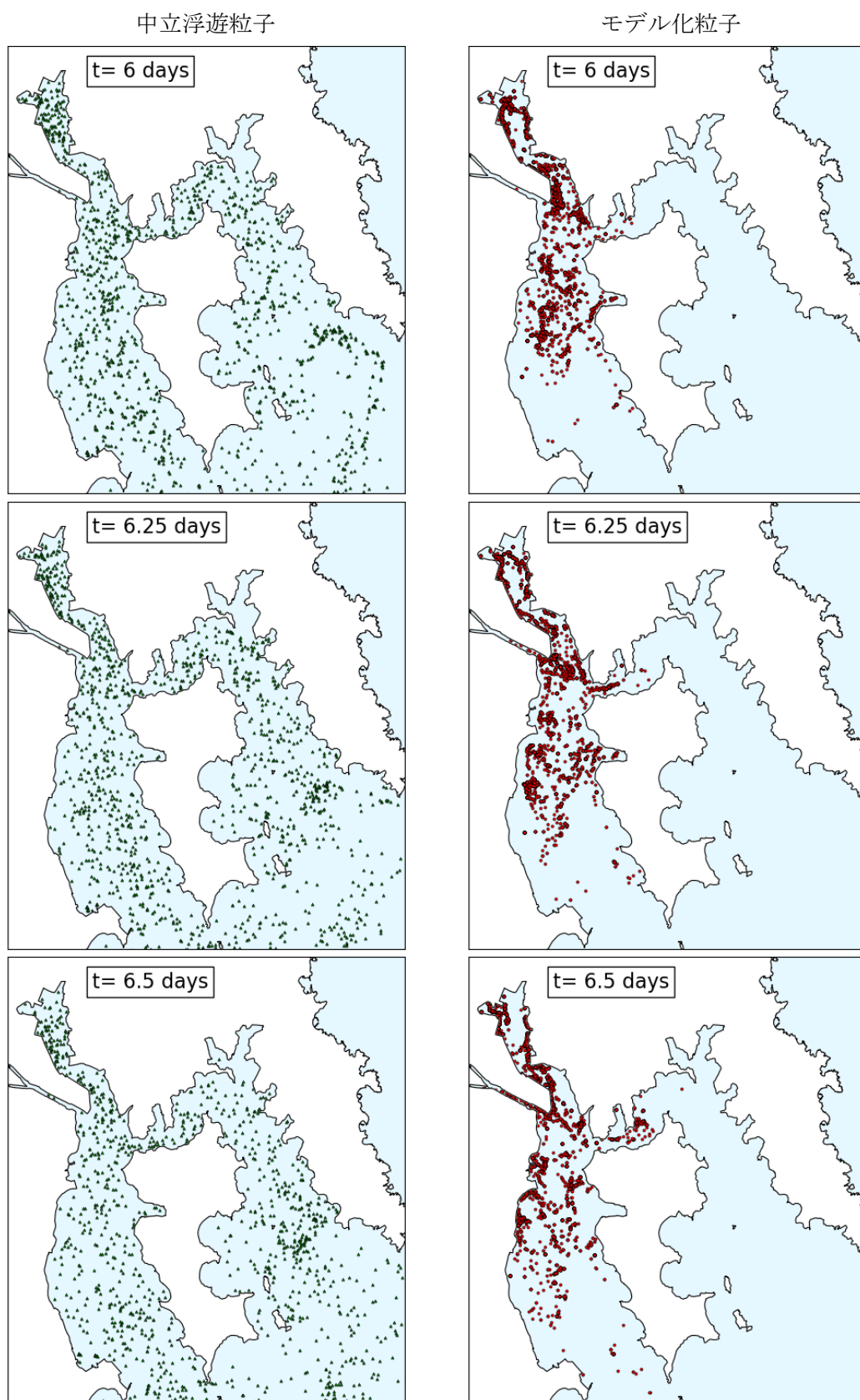


図 4-2-2(i) 粒子の平面分布(設置後 6~6.5 日後)

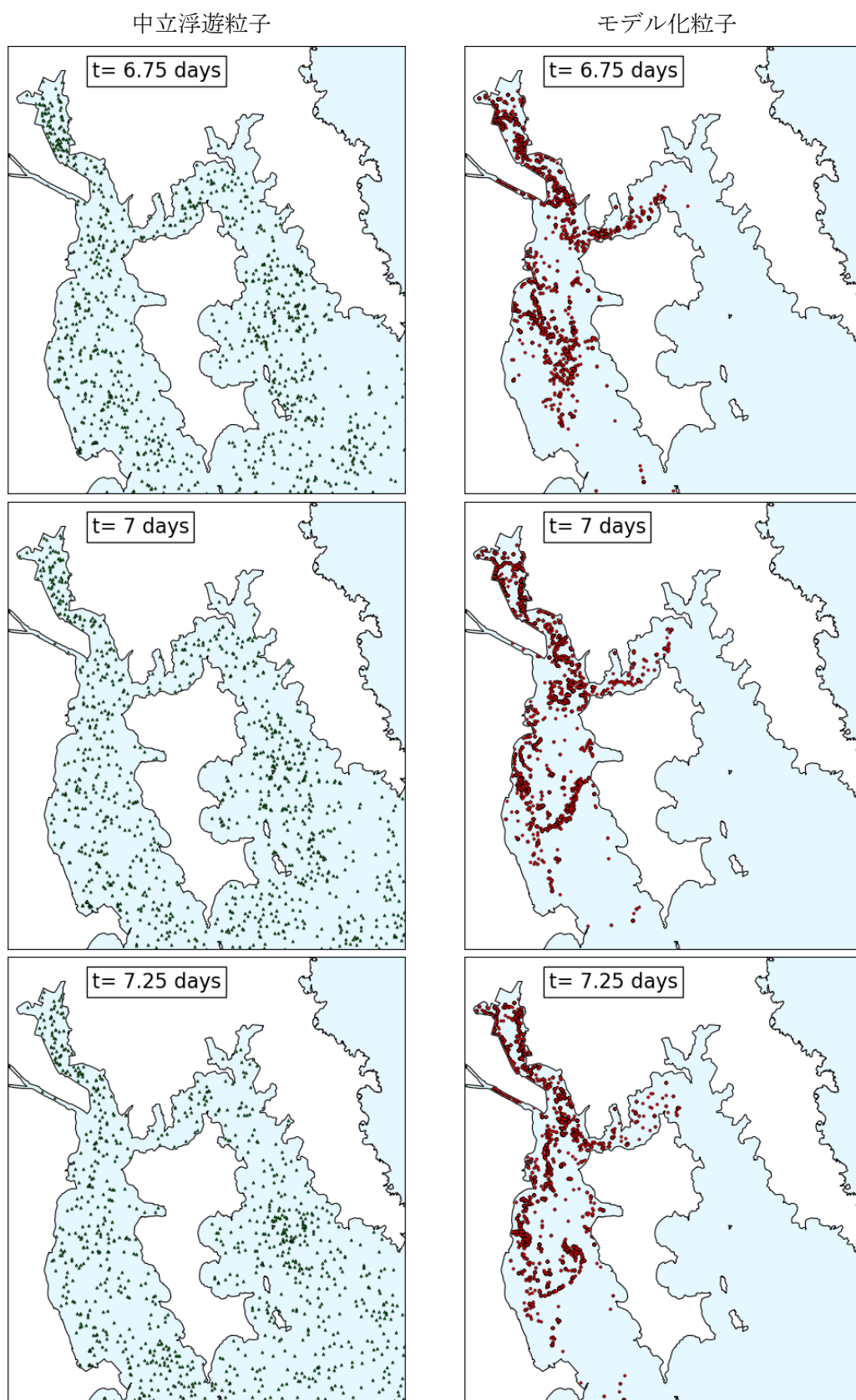


図 4-2-2 (j) 粒子の平面分布 (設置後 6.75~7.25 日後)

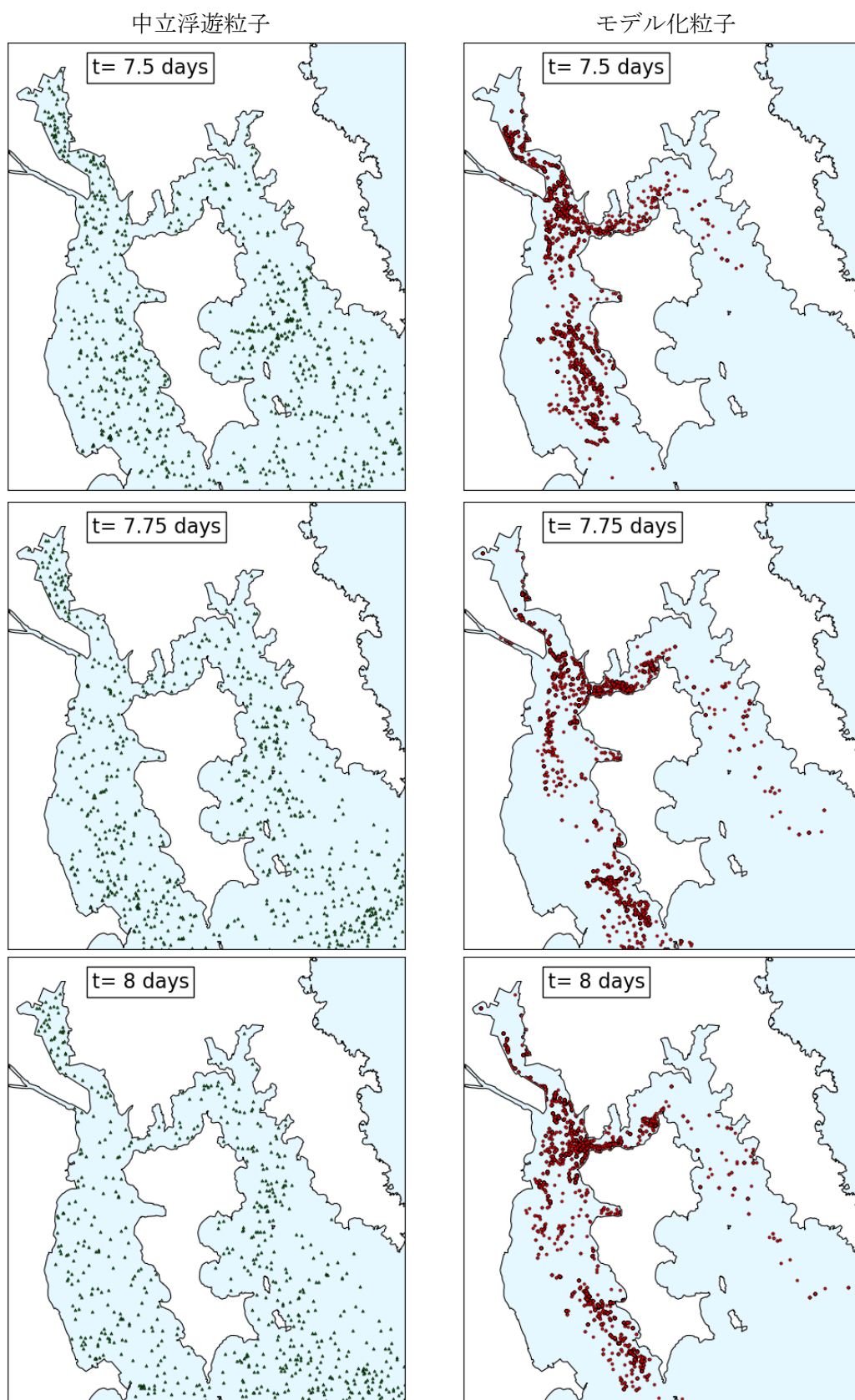


図 4-2-2(k) 粒子の平面分布(設置後 7.5~8 日後)

4-2-2 粒子の鉛直挙動解析

モデル化粒子の挙動特性を確認するために、中立浮遊粒子との鉛直の違いを検討した。

図 4-2-3 に鉛直分布の時系列変化を示す。

湾奥 Area 1 の底層（水深 5～10 m）に設置した粒子のうちほとんどは 1 日後に表層（水深 0～5 m）へと移流し、20 %の粒子が Area 1 の外へと移流した。その後も湾奥からの流出が続き、設置して 5 日後にはほとんどの粒子が湾奥から流出した。西湾の Area 6、大島瀬戸の Area 3、東湾の Area 5 においてもほとんどの粒子が水深 0～5 m の表層に分布し、各 Area に流入してから 2～4 日後に他の領域へ流出した。

一方、湾奥の Area 1 に分布するモデル化粒子は、設置して 1 日後に 20 %の粒子が湾奥内の水深 10～15 m の底層へ移動し、Area 1 の粒子は 4 日後に湾奥から流出し始めた。設置して 8 日後には全体の 90 %の粒子が湾奥から流出したが、部分的には再び湾奥外から流入する粒子を確認できた。西湾 Area 6 には、設置して 5 日後に粒子が流入し始め、表層から水深 20 m まで広く分布した。大島瀬戸の Area 3 には、設置して 7 日後に目立って粒子が流入し始めた。東湾の Area 5 に流入する粒子はなかった。

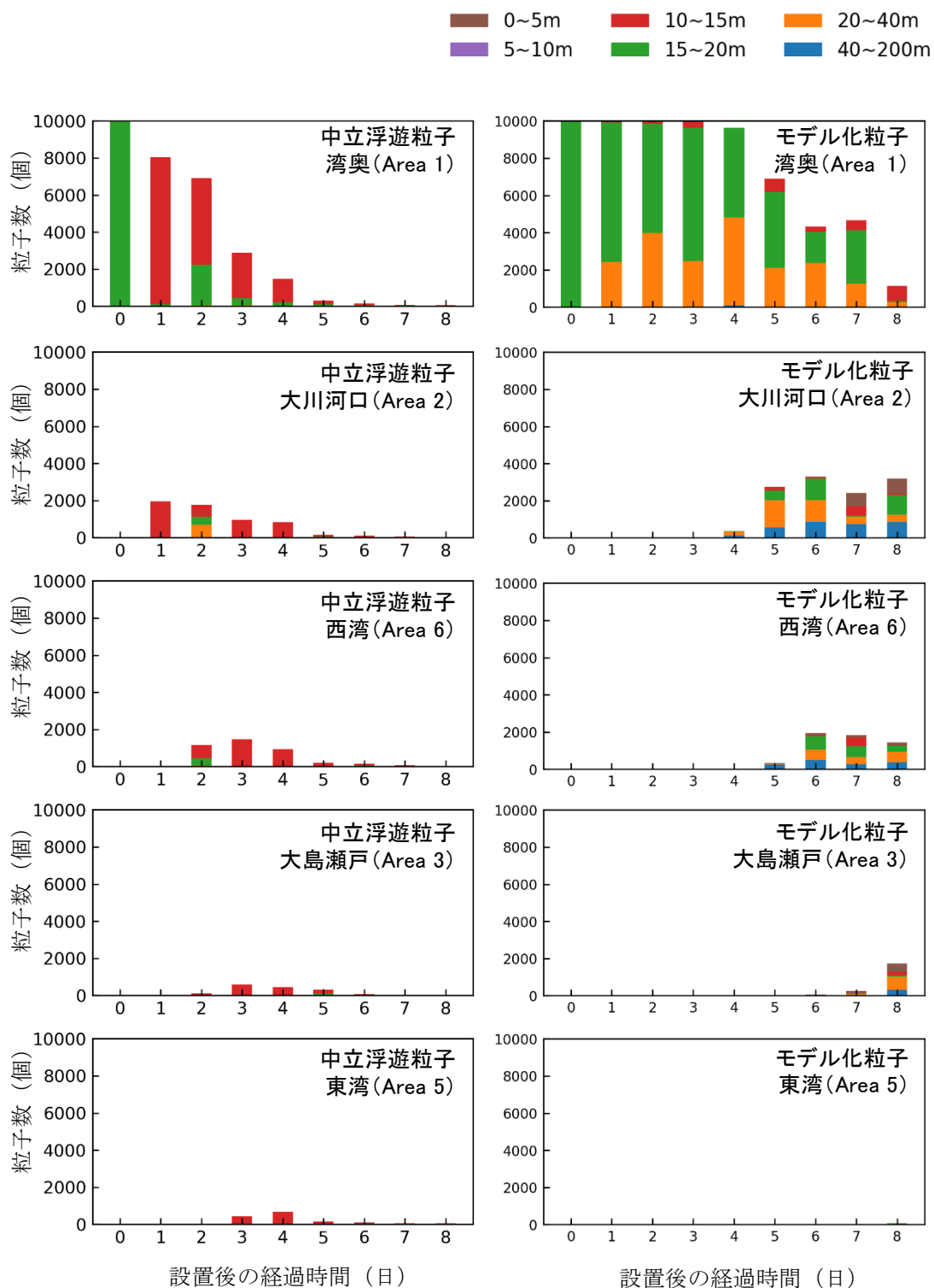


図 4-2-3 粒子の鉛直分布

4-2-3 鉛直方向における光量子の影響解析

モデル化粒子の鉛直挙動を決定する短波放射が、粒子の鉛直分布に与える影響を解析するため、粒子が湾内に拡散している一日を抽出して一時間ごとの分布を分析した。図 4-2-4 に鉛直時系列変化を、図 4-2-5 に鉛直分布を示す。

夜間の短波放射が 0 W/m^2 のとき、粒子は底層に多く分布していた。短波放射が微量でもあると粒子はそれを感じ、表層へと上昇していくため、分布深度が表層へと上がったことが確認された。一方、夕方の 17 時を過ぎ短波放射の値が小さくなると粒子は底層へと下降したことが確認された。

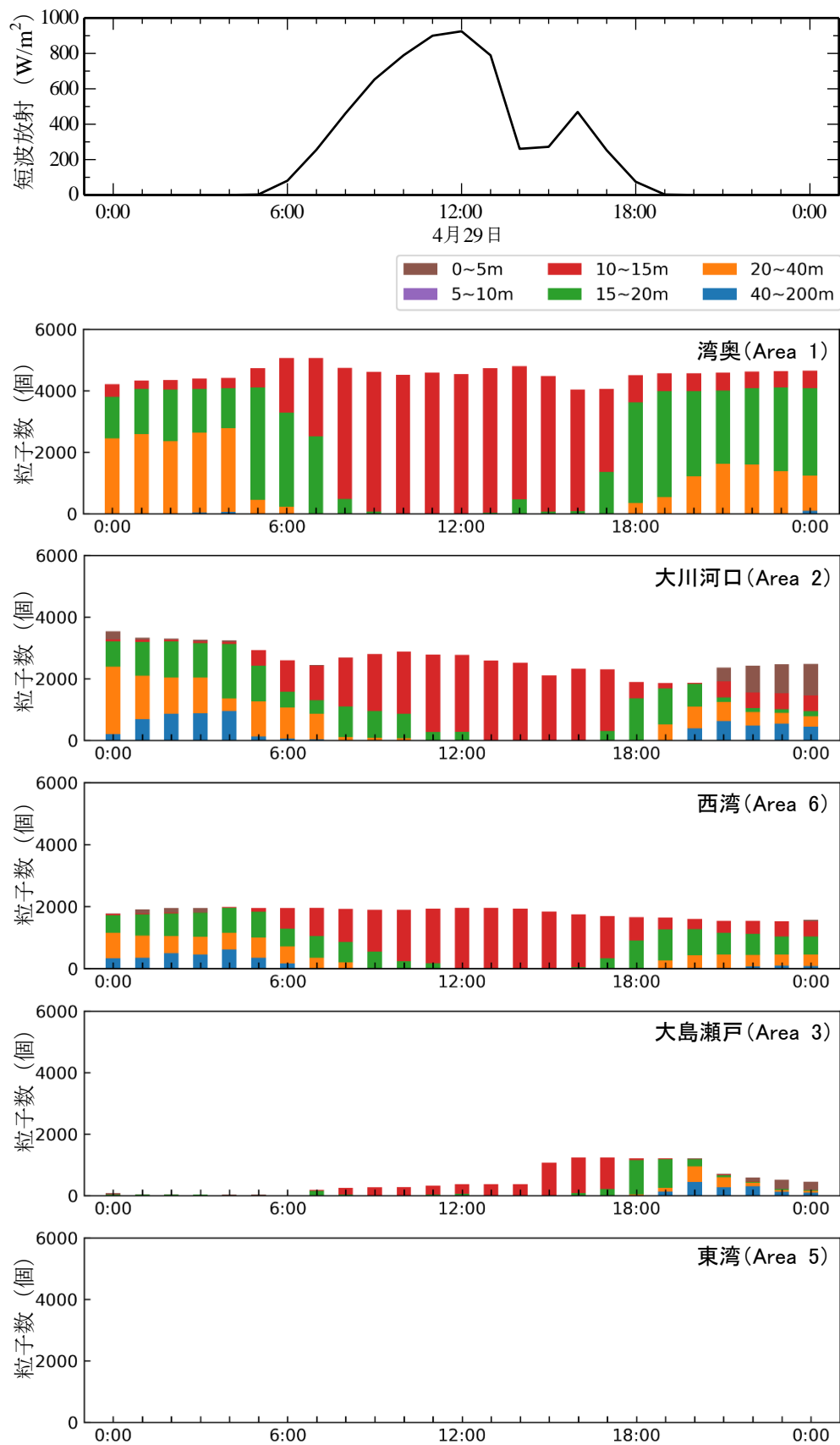


図 4-2-4 領域ごとのモデル化粒子の鉛直時系列変化 (設置後 6~7 日後)

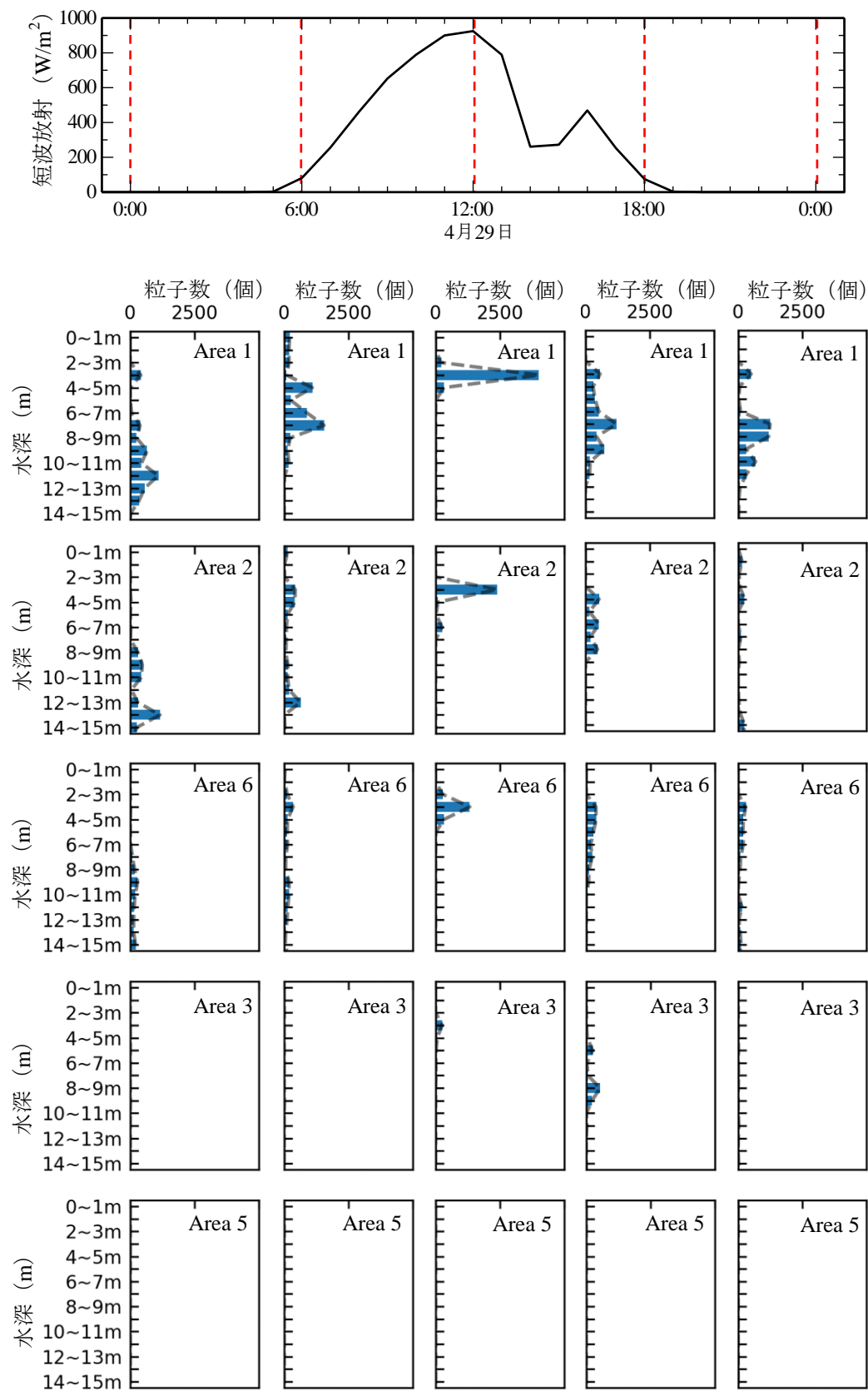


図 4-2-5 領域ごとのモデル化粒子の鉛直分布(設置後 6~7 日後)

第五章 結論

本研究では、汽水域における粒状生物を模擬する粒子モデルを作成し、その追跡計算を行うことで、密度流が卓越する汽水域の粒状生物の挙動を解析した。対象とする粒状生物は鉛直挙動が浮力に支配される筑後川のエツの卵、及び走光性を持つ気仙沼湾の貝毒プランクトン *Alexandrium tamarense* とし、流動場と密度場の詳細な検討とともに、粒状生物の時空間的な挙動特性について考察した。以下に得られた結論をまとめる。

(1) 計算結果の精度検証

筑後川では水位・塩分について実測値と比較し精度検証を行った。水位は、地点ごとに位相の異なる水位変動を良好に再現できていることを確かめた。塩分は満潮、干潮時において、強混合型の塩水遡上形態や、河道内の塩水遡上距離を良好に再現できていた。以上より、本シミュレーターによる筑後川の流動の再現性は十分であると判断した。

また、気仙沼湾では水位・流速について実測値と比較し精度検証を行った。水位は、水位変動を良好に再現できていることを確かめた。流速は、0.1 m/s ほどの小さい振幅や位相を概ね再現できていた。以上より、本シミュレーターによる気仙沼湾の流動の再現性は十分であると判断した。

(2) 粒子追跡モデルの改良

筑後川において底層にエツの卵を設置し追跡計算をすると、約半分の粒子が底層の計算セルの側面にトラップされ、挙動を正確に解析することができなかった。そこで、底面セルの側面で水平挙動が制限されている粒子の移動方向を修正することで、現実に近い粒子移動を再現できた。

(3) 筑後川におけるエツ卵の密度差に起因する鉛直モデル

筑後川では密度差に起因する粒子の浮上沈降の効果を検討するために、エツ卵のモデル化粒子と中立浮遊粒子の挙動を比較した。潮汐変動に伴う塩水遡上運動により、上流の産卵場に設置してから 48 時間までの間で、中立浮遊粒子は初期設置位置から沖合 4 km までの広い範囲で移動したが、浮上沈降モデルは河口から 6.1 km より上流の河道部のみに分布することがわかった。両者の鉛直分布を解析した結果、中立浮遊粒子はその多くが表層に分布していたのに対し、浮上沈降モデルは粒子が主に中層に分布していた。浮上沈降モデルの水平挙動は既往の研究で示されている卵の存在推定範囲と同程度であり、このモデルの有用性が明らかになった。

(4) 気仙沼湾における走光性に起因する鉛直挙動

走光性に起因する鉛直挙動を組み込んだ *A.tamarense* のモデル化粒子を気仙沼湾で適用し、追跡計算を行うことで中立浮遊粒子の挙動と比較した。モデル化粒子は日中に浮上、夜間に沈降するため、表層に多く分布する中立浮遊粒子の挙動とは異なり、設置 5.5 日後には大島瀬戸へと流出した。この水平挙動は観測された貝毒プランクトンの分布と傾向が似ており、このモデルの有用性が明らかになった。

(5) 結論と今後の課題

本研究では粒子追跡計算においてエツの卵を模擬した密度流に起因する浮上沈降モデルと貝毒プランクトンを模擬した走光性に起因する鉛直挙動モデルを作成し、それぞれ挙動を解析した結果、実測値の分布と傾向が似ており、モデルの有用性を示すことができた。

参考文献

1. 末永慶寛, 藤原正幸, 中田英明: マガレイ卵・仔魚の沿岸海域への滞留に対する風および鉛直移動の影響, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.45, p.1151-1155, 1998
2. 杉松宏一, 八木宏, 中山哲巖, 銭谷弘, 伊藤靖: 双方向粒子追跡法を用いた燧灘におけるマダイ産卵場の推定, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, p.1111-1115, 2012
3. 笠毛健生, 白木喜章, 柴木秀之, 柳哲雄: 大阪湾に流入する春季カタクチシラスのモデル化, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.72, p.1381-1386, 2016
4. 内山雄介, 宮川翼, 小谷瑳千花, 上平雄基: ラグランジュ粒子追跡による沖縄本島周辺海域における海洋生態系ネットワーク構造の高解像度数値解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.74, p.1291-1296, 2018
5. 大塚文和, 末永友真, 弘中真央, 川西利昌, 増田光一: 東京湾におけるアサリ浮遊幼生の鉛直移動を考慮した浮遊シミュレーションについて, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), vol.72, p.976-981, 2016
6. 横山佳裕, 藤井暁彦, 中嶋雅孝, 内田唯史: 数値シミュレーションを用いた博多湾におけるアサリ浮遊幼生の挙動解析, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), vol.70, p.1080-1085, 2014
7. 藤家亘, 井下恭次, 武元将忠, 江口秀治, 西利明, 松山幸彦: 有明海アサリ浮遊幼生の干潟間供給ネットワーク, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.74, p.1261-1266, 2018
8. 石田基雄, 小笠原桃子, 村上知里, 桃井幹夫, 市川哲也, 鈴木輝明: アサリ浮遊幼生の成長に伴う塩分選択行動特性の変化と鉛直移動様式再現モデル, 水産海洋研究, vol.69, p.73-82, 2005
9. 横山 勝英, 大村 拓, 鈴木 伴征, 高島 創太郎: 筑後川河口域における塩水遡上特性と汽水環境について, 水工学論文集, 第 52 巻, p.1339-1344, 2008

10. 横山勝英，宮崎晃一，河野史郎：筑後川感潮河道と有明海奥部における高濁度水塊の広域移動に関する現地観測，水工学論文集，第 52 巻，pp.1339-1344，2008.
11. 横山勝英，大村拓，鈴木伴征，高島創太郎：筑後川河口域における塩水遡上特性と汽水環境について，水工学論文集 B1（水工学），第 55 巻，p.1453-1458，2011
12. 松村 健史，守村 融，新谷 哲也，横山 勝英：分岐合流を有する感潮河道における塩水遡上運動の三次元流動シミュレーション，水工学論文集，第 61 巻，p.1039-1044，2016
13. 松井誠一，富重信一，塚原博：エツ *Coilia nasus Temminck et Schlegel* の生態的研究 (2)：卵発生及び仔魚に及ぼす塩分濃度の影響，九州大學農學部學藝雜誌，第 40 巻，p.229-234，1986
14. 林宗徳，松井誠一，竹下直彦：筑後川におけるエツの産卵場と産卵時刻，水産増殖，第 42 巻，p.15-23，1994
15. 大村 拓，横山 勝英，鈴木 伴征，高島 創太郎：筑後川河口域における汽水魚エツの行動と塩水遡上の関係について，水工学論文集，第 56 巻，p.715-720，2012
16. 矢北孝一，秋元和實，滝川清，外村隆臣，上田誠，吉永徹，有吉剛治，吉岡昌雄：ADCP を用いた気仙沼湾大島瀬戸海域における懸濁物質の空間分布，土木学会論文集 B2（海岸工学），vol.71，p.485-490，2015
17. 横山 勝英，夏池 真史，若生 優紀，大野 敦生：気仙沼湾の狭水道部における流動とクロロフィル輸送に関する調査研究，土木学会論文集 B2（海岸工学），vol.72，p.1387-1392，2016
18. Reo SHIBASAKI, Tetsuya SHINTANI, Keitaro FUKUSHIMA, Masayuki KOBAYASHI, Katsuhide YOKOYAMA：Observation and Hydrodynamic Simulation of Tidal Current and Seawater Exchange in the Kesenuma Bay, Northeastern Japan，土木学会論文集 B2（海岸工学），vol.74，p.631-636，2018

19. 石川 哲郎, 日下 啓作, 押野 明夫, 西谷 豪, 神山 孝史 : 東日本大震災後の宮城県気仙沼湾における *Alexandrium* 属の栄養細胞とシストの分布パターンおよび二枚貝類の毒化, 日本水産学会誌, 第 81 巻, p.256-266, 2015
20. Juliette Fauchot, Maurice Levasseur, Suzanne Roy : Daytime and nighttime vertical migrations of *Alexandrium tamarense* in the St. Lawrence estuary (Canada), *Marine ecology progress series*, p.241-250, 2005
21. 山本圭吾, 中嶋昌紀, 田渕敬一, 濱野米一 : 2007 年春期に大阪湾で発生した *Alexandrium tamarense* 新奇赤潮と二枚貝の高毒化, 日本プランクトン学会報, 第 56 巻, p.13-24, 2009
22. 新谷哲也 : 柔軟な局所高解像度化を実現する 非構造デカルト格子シミュレーターの構築, 水工学論文集 B1 (水工学), 第 73 巻, 2017
23. 新谷哲也 : 3 次元非構造格子流体シミュレーターへの GLS 乱流クロージャーモデルの組み込みと検証, 水工学論文集, 第 60 巻, 2016.
24. 佐藤正典 : 有明海の生きものたち, 海游社, 2000
25. 松村健史 : 三次元シミュレーションを用いた感潮河道の分岐合流部における流況解析, 首都大学東京, 卒業論文, 2014.
26. 田井明, 酒井広大, 齋田倫範, 橋本彰博, 矢野真一郎, 多田彰秀, 小松利光 : 有明海および八代海における半日周期潮汐の長期変化について, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.1537-1542, 2010.
27. 天野邦彦, 遠藤希実, 大沼克弘 : ヤマトシジミの生息域として見た菊池川河口域の環境変遷と修復の可能性評価, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol.6.9, No.4, I_155.9-I_1566, 2012.

28. 梶原義範, 中野拓治, 富田友幸, 竹内一浩, 細田昌広, 滝川清 : 3次元数値モデルによる有明海の流況解析と気象条件等に対する応答特性について, 土木学会論文集 No.789/II-71, 83-92, 2005.5
29. 李洪源, 馬場歩, 李騫, 松永信博, 千葉賢 : 諫早湾における大規模塩淡水成層の消失プロセス, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol.69, No.4, I_1387-I_1392, 2013.
30. Gubash Azhikodan, Katsuhide Yokoyama : Spatio-temporal variability of phytoplankton (Chlorophyll-a) in relation to salinity, suspended sediment concentration, and light intensity in a macrotidal estuary, *Continental Shelf Research*, 2016
31. Greenberg, D. A., Dupont, F., Lyard, F.H., Lynch, D.R. and Werner, F.E. (2007) : Resolution issues in numerical models of oceanic and coastal circulation, *Continental Shelf Research*, Vol.27, pp.1317-1343.
32. 田中陽二, 岡崎光平, 佐々木淳 : 閉鎖性内湾における残差流に着目したメッシュ細分化指標の検討, 土木学会論文集 B3(海洋開発), 第 69 巻 2 号, pp.1246-1251.2013
33. 岩本 直弥, 新谷 哲也, 芝崎 麗央, 夏池 真史, 山田 雄一郎, 横山 勝英 : 気仙沼湾における貝毒原因プランクトンの移流に関する観測とシミュレーション検討, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), vol.74, p.1159-1164,2018
34. 竹内照文 : *Protogonyaulax catenella*(Dinophyceae)の日周鉛直移動, 日本プランクトン学会報, 第 35 巻, p.149-157, 1988
35. 樽谷賢治 : 有毒渦鞭毛藻 *Alexandrium tamarense* の増殖機構に関する生理生態学的研究, 瀬戸内水研報, 1:63-96, 1999

謝辞

本研究を進めるにあたり、首都大学東京 都市環境科学研究科 都市基盤環境学域 横山勝英教授には現地観測や数値計算，論文執筆など幅広くご指導して頂きました。また，数値パソコンの手配やフィリピンへの留学等，自分の研究に対して多くの環境を提供して頂きました。心より感謝いたします。

河村明教授，荒井康裕准教授には本論文の副査を引き受けて頂き，貴重な助言を頂きました。ここに記して謝意を表します。

新谷哲也助教には数値計算においてモデルの提供や改良だけでなく，研究に対する考え方，自責の念を持って取り組むことを教えて頂き，モチベーションを高く持ちながら研究を進めることができました。また，研究者としてだけでなく，システム開発者として，ユーザー目線という大切なことを教えていただきました。心より感謝いたします。

下筑後川漁協の塚本辰巳さん，NPO 法人「森は海の恋人」の皆様，いであ株式会社の皆様には筑後川や気仙沼湾の観測の際，作業船の操船や機材の設置等，現場での作業にご協力頂きました。深く感謝致します。

研究室生活を過ごすにあたり，環境水理学研究室の皆様には本当にお世話になりました。秘書の舩崎由美子さんには様々な事務作業をお願いし，学生が研究活動に専念できるように配慮していただきました。Gubash Azhikodan 特任助教には，研究や論文の進捗についていつも気にかけていただきました。2016 年度，2017 年度に卒業された先輩方には，在籍当時に多くの面で支えていただきました。同期の高木裕雄君とは，ともに研究室に泊まり，互いに激励しながら研究を進めてきました。また，英語や sma4 の使い方などのアドバイスをくれたため，英会話や作図においてとても助かりました。寺島隆太君とは，別の部屋でしたが休憩時に励まし合い，助言し合いながら研究を進めてきました。また，自分の修論執筆が遅れている時に，奨学金の減免申請を手伝ってくれました。李良辰君とは同じ部屋で互いに夜遅くまで研究を進めてきました。M1 の井口慧君には同じ数値計算の研究をするメンバーとして，数値パソコンのセットアップやスペックチェックなどの雑務をしていただきました。また，海岸工学論文の執筆時には追い込み時にかなり手伝っていただきました。梅田雄太君には現地観測のときに率先して作業や運転をしていただきました。また，フィリピン留学の話をしてくれて，留学に行く前の不安を払拭してくれました。奥山諒平君には修論執筆の際に，かなりの論文から修論に使ったものをピックアップしてまとめていただきました。B4 の稲川翔太君には研究室の雑務をほとんどお願いしてしまいましたが，嫌な顔せず完璧にやってくれました。高橋亮輔君は 6 月の留学歓迎 BBQ の準備で率先して動いてくれたおかげで，その間の海岸工学論文の執筆に集中できました。山本飛里君には同じ気仙沼チームとして，観測に率先して行ってくれた上にデータ処理などをしていただ

きました。博士の Joan Cecilia Casila さんには発表や研究におけるアドバイスなどしていただきました。また、フィリピン政府機関の PAGASA へデータ提供の依頼をする際に、PAGASA へのコンタクトから書類作成まで、全て手伝っていただきました。Nagendram Veerapaga さんには筑後の計算結果を使わせていただいた他、修士論文の概要作成時に作図の手伝いをしていただきました。Kirana Somsook さんは同じ筑後チームとして、観測から分析まで率先して作業していただきました。底泥の分析については、2 年間分の分析をほとんどしていただきました。Maurice Duka さんには、フィリピン留学のときから気にかけて頂き、Laguna 湖の論文では英語論文の執筆に協力して頂いた他、修士論文においてもグラフ作成など手伝っていただきました。研究生の Neriezza Olap さんには、辛いときに何度も励ましていただきました。また、修士論文において数十個のグラフ作成を手伝っていただきました。Charles Gunay さんには研究室を盛り上げていただきました。また、交換留学を通して Maverick De Guzman さん, Samantha Duremdes さんなど様々な外国人学生が研究に協力してくださりました。以上、研究室の皆様に謝意を表するとともに、この研究室での経験を活かし、来年度から社会人として尽力してまいります。

以上の方々だけでなく、ここには書ききれない程のたくさんの方々の協力があったからこそ本研究を完成させることができました。ここで得た経験を活かし、これからは技術者として社会に貢献できるように精進して参りたいと思います。本当に有難うございました。

最後に、大学院への進学を承諾し、金銭面、精神面で支えて頂いた両親に感謝し、本研究の謝辞とさせていただきます。